УРАЛЬСКАЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ШКОЛА



Екатеринбург - 2014

Российская академия наук
Уральское отделение
Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого
Уральский государственный горный университет
Уральское отделение Российского минералогического общества
Уральский региональный петрографический совет
Российский фонд фундаментальных исследований



100 лет
УГГУ





75 лет
ИГГ УрО РАН

УРАЛЬСКАЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ШКОЛА - 2014

Сборник статей студентов,
аспирантов, научных сотрудников
академических институтов
и преподавателей ВУЗов геологического профиля

Екатеринбург
2014

УДК 549.1
XX Всероссийская научная конференция «Уральская минералогическая школа-2014», посвященная 100-летнему юбилею Уральского горного университета и 75-летнему юбилею Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН. Сборник статей студентов, аспирантов, научных сотрудников академических институтов и преподавателей ВУЗов геологического профиля. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. 291с.
ISBN 978-5-94332-119-1

Сборник посвящен некоторым общим вопросам минералогии, петрологии и рудообразования ряда геологических объектов России, ближнего и дальнего зарубежья.

Издан при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 14-35-10083 мол_г) и Уральского отделения Российской академии наук.

Редакционная коллегия:
Коротеев В.А., академик РАН, советник РАН (ИГГ УрО РАН, УГГУ)
Косарев Н.П., ректор (УГГУ)
Вотяков С.Л., академик РАН (ИГГ УрО РАН)
Холоднов В.В., доктор геол.-мин. наук (ИГГ УрО РАН)
Суставов С.Г., канд. геол.-мин. наук (УГГУ)
Аникина Е.В., канд. геол.-мин. наук (ИГГ УрО РАН)
Пушкарев Е.В., канд. геол.-мин. наук (ИГГ УрО РАН)
Шагалов Е.С., канд. геол.-мин. наук (ИГГ УрО РАН)

Фото на обложке:
Тройниковый сросток кристаллов александрита при искусственном освещении.
Изумрудные копи Урала, Уральский геологический музей.
Фото Д.А. Клеймёнова.

© Уральская минералогическая школа - 2014
© Авторы статей

Содержание

Стр.

Бажин Е.А. **Геология Ахмеровского гранитного массива (Западный склон Южного Урала)…….. 6**

Баскина В.А. **Роль щелочных базальтов в формировании скарново-боросиликатного оруденения в Дальнегорском месторождении (Приморье)…….. 9**

Белковский А.И. **Минералогия и минерагения Западного склона Урала в трудах выпускников Уральского Горного Университета (1986–2014 г. г.)……. 14**

Берзин С.В., Стрелецкая М.В. **Изотопные отношения свинца в габбро и жильных тоналитах из блока офиолитов в структуре Ревдинского массива (Средний Урал). 16**

Вазиров К.В., Малахов Ф.А. **О связи сурьмяно–ртутно-золотосодержащих и оловорудных месторождений Зеравшано-Гиссарского пояса и Юго-Восточного Памира с мантийными плюмами…….. 20**

Виноградов А.М., Малышев А.И. **Минерагения и геодинамика центрального сектора севера Евразии в геополях, магматизме и разломно-блоковой тектонике…… 25**

Войтеховский Ю.Л. **Комбинации простых форм и дуальные полиэдры……. 30**

Войтеховский Ю.Л. **Неизвестное письмо акад. А.Н. Заварицкого – школа гражданского мужества…….. 39**

Войтеховский Ю.Л. **Петрографические структуры: строгое определение, классификация и преобразования……...… 45**

Волчек Е.Н., Нечеухин В.М. **Минералого-геохимическая характеристика долеритов краевого пояса Сухоложско-Теченской зоны (Средний Урал)……..… 53**

Глазунов О.М., Баюков О. А. **Структурные преобразования в оливине разного генезиса…….…….. 58**

Готтман И.А., Пушкарев Е.В., Гловатских С.П., Замятин Д.А. **Минеральный состав включений в цирконе из высокобарических гранатитов Миндякского массива……..……..…… 59**

Ерофеева К.Г., Агеева О.А., Жиличева О.М. **О титановом вадеите из пород Хибинского массива…….. 64**

Зайков В.В., Зайкова Е.В., Блинов И.А., Ойдуп Ч.К., Монгуш А.А. **Платиноиды из золотоносной россыпи р. Кундус (Тува)……. 70**

Зайцева М.В. **Методика определения возраста цирконов ЛА-ИСП-МС ……..…… 78**

Замятина Д.А., Гараева А.А., Молошаг В.П. **Флюидный режим формирования Тамуньерского золото-сульфидного месторождения, Северный Урал……..... 83**

Замятина М.Д., Прибавкин С.В. **Сульфидная минерализация в Курманском габбро-тондъемитовом массиве (Средний Урал)……..……... 88**

Звягина Е.А., Сильянов С.А. **Криоминеральные образования пещер…… 93**

Калинина Т.А., Лаврова Н.В. **Минералогия коры выветривания гипсовых пород в долине р. Судинки…….. 96**

Киселева Д.В., Адамович Н.Н., Силаев В.И., Пономарев Д.В., Шагалов Е.С. **Особенности распределения РЗЭ в костных остатках позднеплейстоценовых млекопитающих по данным ЛА-ИСП-МС…… 102**

Киселева Д.В., Главатских С.П., Власова М.И. **Экспериментальная оценка эффективности реминерализующих зубных гелей и паст по данным СЭМ - ЭДС…….. 106**

Кисин А.Ю., Томилина А.В., Юшкова А.В., Замятин Д.А. **Благородная шпинель в рубиноносных мраморах Урала…….. 108**

Клейменов В.В., Перфилова О.Ю. **Жадеитовые породы Борусского месторождения (Западный Саян)…… 115**

Коротеев Г.Д. **Разработка бизнес-плана по добыче кианитового концентрата на ООО «Мингрупсил» техногенной россыпи Андрее-Юрьевского участка (Пластовский район, Южный Урал)……...… 120**

Коротеев Н.Д. **Разработка организационной структуры и основных бизнес процессов на примере предприятия ГПК ООО «Мингрупсил»…….. 125**
Крестьянинов Е.А. **Минеральный состав окисленных руд Быньговского золоторудного месторождения……. 129**
Кузнецова С.В. **Метаморфические преобразования первичных гидротермально-осадочных руд (на примере Змейногорского района Рудного Алтая)…….. 133**
Леонова В.В. **Минералы глубинных включений из кайнозойских щелочных базальтов Северного Приохотья……. 143**
Леонтьев В.И. **Новый тип золотого оруденения Центрально-Алданского рудного района (Южная Якутия)…… 146**
Лобастов Б.М., Перфилова О.Ю., Самородский П.Н. **Цветногорский шлакоотвал как модель кристаллизации вулканических пород и объект учебной геолого-минералогической практики студентов геологических специальностей Сибирского Федерального Университета…… 151**
Малышев А.И., Санько Л.А., Волчек Е.Н. **Петрографическая характеристика и вещественный состав некоторых пород вулкана Тейде (о. Тенерифе, Испания)….. 157**
Мурзин В.В., Кисин А.Ю., Варламов Д.А. **Ассоциация хромшпинелида и минералов платиновой группы в Нижнеалабашской рубиноносной россыпи мурзинско-адуйского метаморфического комплекса (Ср. Урал)…….. 164**
Налобина С.С., Карнаухова О.М., Доминник А.А. **Агатовые россыпи реки Кача (Красноярский край)……. 171**
Перевозникова Е.В., Казаченко В.Т., Лаврик С.Н., Сафронов П.П. **Первая находка в Сихотэ-Алине уникальных по составу многокомпонентных твердых растворов благородных металлов……... 175**
Поленов Ю.А., Огородников В.Н., Бабенко В.В. **Особенности формирования кварцевых жил и рудной минерализации Березовского золоторудного месторождения (Средний Урал)…… 182**
Пономарева Г.А. **Платиноиды в Киембаевском месторождении хризотил-асбеста Оренбургской области…… 188**
Понамарёва М.М. **Минеральные фазы Os-Ru-Ir и Os-(Ru)-Ir-Pt составов из железистых кварцитов и их коры выветривания Михайловского месторождения КМА (Центральная Россия)…….…… 190**
Попов В.А. **Минералы – твёрдое кристаллическое вещество вселенной…… 195**
Попов М.П., Лоскутов А.Б., Новгородова Е.А., Нурмухаметов Ф.М., Веретенникова Т.Ю., Ляпина О.В. **Минералогические особенности и состав нефритов с Баженовского месторождения (Средний Урал)…… 202**
Потапов С.С., Червяцова О.Я., Паршина Н.В. **Необычайно широкое развитие сульфатной (гипсовой) минерализации в Киндерлинской пещере карбонатного карста (по результатам экспедиционных работ 2014 г.). Микробиологический аспект……..…. 205**
Притчин М.Е., Сорока Е.И., Молошаг В.П., Замятин Д.А. **Находки гойяцита в метасоматитах Сафьяновского медноколчеданного месторождения…….. 213**
Ростова А.В., Томилина А.В., Кисин А.Ю., Суставов С.Г. **Мухинит в рубиноносных мраморах Суундукского антиклинория (Южный Урал)……..… 216**
Сафина Н.П., Анкушева Н.Н. **Особенности формирования барит-полиметаллических диагенитов на Сафьяновском медноколчеданном месторождении (Средний Урал)…….. 221**
Солошенко Н.Г., Стрелецкая М.В. **Изотопные Rb-Sr характеристики геологических стандартов BHVO-2, AGV-2, BCR-2……... 226**
Степанов С.Ю., Кетров А.А. **Особенности платинового оруденения пород краевых частей концентрически-зональных дунит-клинопироксенитовых интрузивов на примере Светлоборского массива (Средний Урал)……..…. 229**

Суставов О.А. **Халцедон-кварцевая жила на серебряном рудопроявлении Аид (Тарынский субвулканический массив, Восточная Якутия)…….** 235
Суставов С.Г., Огородников В.Н., Шагалов Е.С., Ханин Д.А. **К минералогии монацита в гранитных пегматитах Светлинского пегматитового поля……** 240
Тишкина В.Б., Пахомова В.А., Федосеев Д.Г. **Благородные опалы месторождения Радужное: генетический аспект…….……..……** 247
Федосеев Д.Г., Пахомова В.А., Гвоздев В.И., Тишкина В.Б., Степанов О.В. **Геология, минералогия и генезис скарнового шеелит-сульфидного месторождения Кордонное (Приморский край, Россия)……** 255
Ханин Д.А., Суставов С.Г. **Форнасит с горы Бертевая (Средний Урал)……..……...** 260
Целуйко А.С. **Минералогическая эволюция кластогенных руд Юбилейного месторождения (Южный Урал)……** 263
Чайка И.Ф. **Дуниты Инагли – кумуляты калиевых пикритов массива Рябиновский Центрально-Алданской рудно-магматической системы…….** 269
Шагалов Е.С., Холоднов В.В. **Хромшпинелиды в высокомагнезиальных существенно амфиболовых породах (горнблендитах?) Медведевского месторождения (Кусинско-Копанская интрузия, Южный Урал)……..** 274
Шпикерман В.И., Шпикерман Е.В. **Уральский горный инженер Петр Дорошин – первооткрыватель золота Аляски……...** 280
Юминов А.М., Зайков В.В., Муфтахов В.А., Анкушев М.Н. **Строение и электрические поля Александровского золоторудного поля (Южный Урал)……..** 283
Авторский указатель**.....** 289

ГЕОЛОГИЯ АХМЕРОВСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ЮЖНОГО УРАЛА)

Бажин Е.А.
Институт Геологии УНЦ РАН, г. Уфа

На западном склоне Южного Урала известны сравнительно небольшие тела гранитов, в ассоциации с нормальными встречаются лейкократовые разновидности, содержащие повышенные концентрации молибдена, ниобия, тантала, урана, тория, фтора и бериллия, что предопределяет повышенный интерес к их изучению. Ахмеровский массив приурочен к восточному блоку Центрально-Уральской мегазоны, где распространены кристаллические комплексы пород, испытавшие зональный термобарический метаморфизм и деформации в конце позднего протерозоя.

Ахмеровский массив образует в южной части Центрально-Уральской мегазоны три небольших (до 0,1 км^2) крутопадающих штокообразных тела гранитов, прорывающих отложения нижнерифейской кызылташской свиты. Эти тела, по-видимому, представляют собой апофизы более крупного интрузива, залегающего в архейско-нижнепротерозойском основании.

Становление массива сопровождалось контактово-термальными преобразованиями, образующими ореол шириной от 10 до 50 м. В эндоконтакте граниты обогащены биотитом, эпидотом и амфиболом, присутствуют маломощные пегматитовые прожилки, состоящие из слюд и полевых шпатов. Вмещающие слюдисто-кварц-карбонатные сланцы в экзоконтакте интрузивного массива превращены в кварц-эпидот-актинолитовые, актинолит-полевошпатовые и актинолитовые роговики, нередко проявлена гидротермальная кварцево-жильная минерализация. В карбонатных породах отмечается слабое скарнирование с образованием высокотемпературного везувиан-гранат-диопсидового минерального парагенезиса.

Граниты мелкозернистые, массивной и гнейсовидной текстуры, состоят из переменных количеств калиевого полевого шпата (микроклин 30-60%), плагиоклаза (альбит-олигоклаз 10-30%), кварца (10-30%), биотита (до 10%), присутствуют циркон, апатит, рутил, сфен, гранат. В целом по минеральному составу породы отвечают стандартным составам гранитов нормального ряда.

Первые датировки были получены М.А. Гаррис [1] K-Ar методом для биотита 600 млн. лет, мусковита 515-522 млн. лет и полевого шпата 339 млн. лет. В дальнейшем в Гейдельбергском университете (Германия) по единичным цирконам Pb - Pb термо-ионным анализом (TIMS) было получено две группы возрастов 1350±10 и 970±10 млн. лет [5]. Позднее В.М. Горожаниным [2] по валовым пробам Rb-Sr методом получено 968±50 млн. лет. Далее в работе А.А. Краснобаева с соавторами [3] была приведена новая U-Pb датировка ахмеровских гранитов по единичным цирконам – 1381±23 млн. лет (SIMS SHRIMP II).

По содержанию петрогенных окислов породы массива на классификационной диаграмме образуют два поля диоритов и гранитов нормального ряда (рис. 1). Содержание SiO_2 варьирует от 52 % до 58,6 % в диоритах при среднем 55,7 % и от 71,5 до 74,5 % в гранитах при среднем 72,4 %. В диоритах наблюдается значительные вариации суммы щелочей от 1,5 % до 5,5 % при стабильном отношении K_2O/Na_2O=0,5. В гранитах сумма щелочей стабильна и составляет 7,5 % по 9 анализам, отношение K_2O/Na_2O в шести проанализированных образцах соответствует 1,1, в одной пробе поднимаясь до 1,9 и в двух опускаясь до 0,4. На диаграмме $((Na_2O+K_2O)-CaO)$ - SiO_2 фигуративные точки соответствующие гранитам образуют компактное поле на границе известково-щелочного и щелочно-известкового рядов. Железистость в гранитах колеблется от 0,7 до 1 на диаграммах $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ мол % - $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ мол % и $FeO^*/(FeO^*+MgO)$ - SiO_2 они ложатся в область пералюминиевых гранитов. Коэффициент

агпаитности в диоритах в среднем составляет 0,26, глинозёмистости - 1,76. В гранитах глинозёмистость изменяется от 2 до 5 при средней 3,4; коэффициент агпаитности довольно стабилен и соответствует в среднем 0,56.

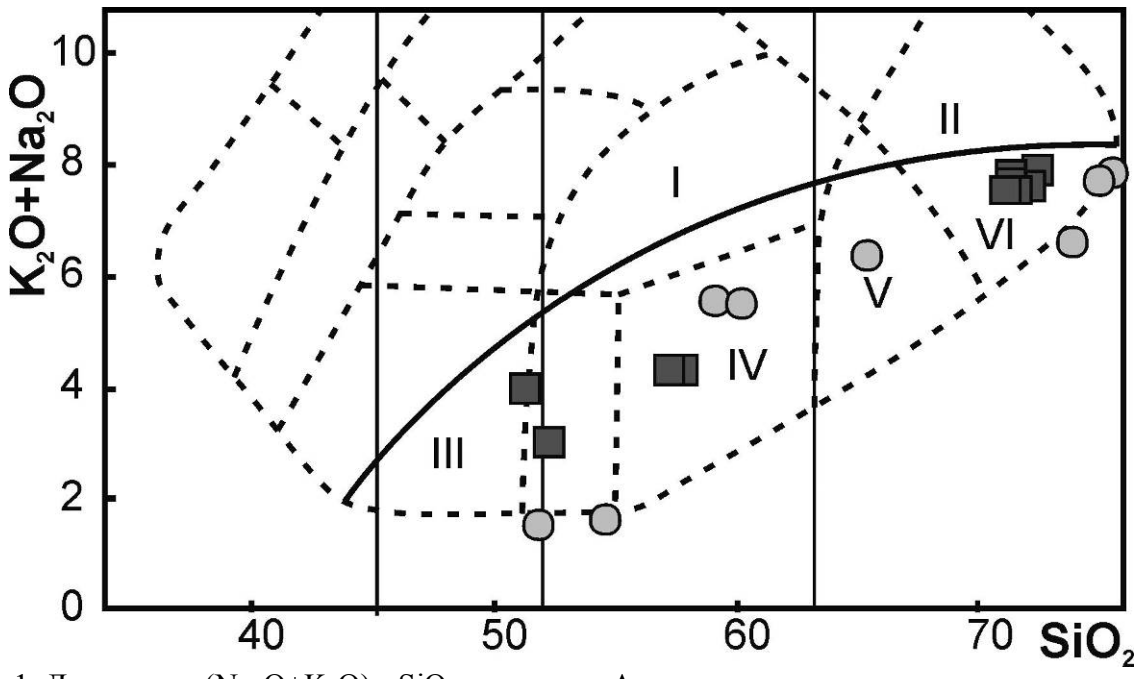


Рис. 1. Диаграмма (Na_2O+K_2O) - SiO_2 для пород Ахмеровского массива.
I - Монцонит, II - щелочной гранит, III - габбро, IV - диорит, V - гранодиорит, VI - гранит нормального ряда. Сплошная линия на диаграмме отделяет поля пород нормального ряда (ниже линии) от щелочных разновидностей (выше линии) (Интерпретация... 2001) Кружками показаны анализы В.М. Горожанина (2007), квадратами − собственные данные.

Спектры распределения хондрит-нормированных значений редкоземельных элементов в диоритах и гранитах Ахмеровского массива образуют довольно узкую область на уровне 100-10 единиц, наблюдается преобладание лёгких над тяжелыми, проявлена незначительная отрицательная европиевая аномалия; они повторяют распределение микроэлементов в породах континентальной коры. Кривые распределения в диоритах и гранитах параллельны, наблюдается незначительное обогащение микроэлементами с повышением содержания SiO_2 (рис. 2). Отношения абсолютных значений La/Yb довольно стабильно и варьирует от 10 до 13, поднимаясь в одной пробе до 20 и опускаясь до 3,5, отношение La/Lu в среднем составляет 84 при минимальном 22,6 и максимальном 150. На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса [6] фигуративные точки гранитов Ахмеровского массива образуют компактные поля в области внутриплитных гранитов, диориты же все попадают в область вулканических дуг. Среднее значение Y/Nb в породах массива 0,9 при колебаниях от 0,4 до 1,8. На тройных диаграммах [4] для разделения анорогенных гранитов породы Ахмеровского массива образуют поле на границе типов A_1 и A_2.

Из полученных собственных петрогеохимических данных, а также проанализировав опубликованные работы, можно сделать вывод, что Ахмеровский массив гранитов комагматичен машакским вулканитам, по своим палеотектоническим режимам соответствует стабильным консолидированным структурам платформенного типа.

Анорогенные граниты Ахмеровского массива лежат на границе групп A_1 и A_2; для таких пород предполагается смешанный мантийно-коровый источник при широком участии магматической дифференциации, которая, вероятно, привела к появлению диоритов.

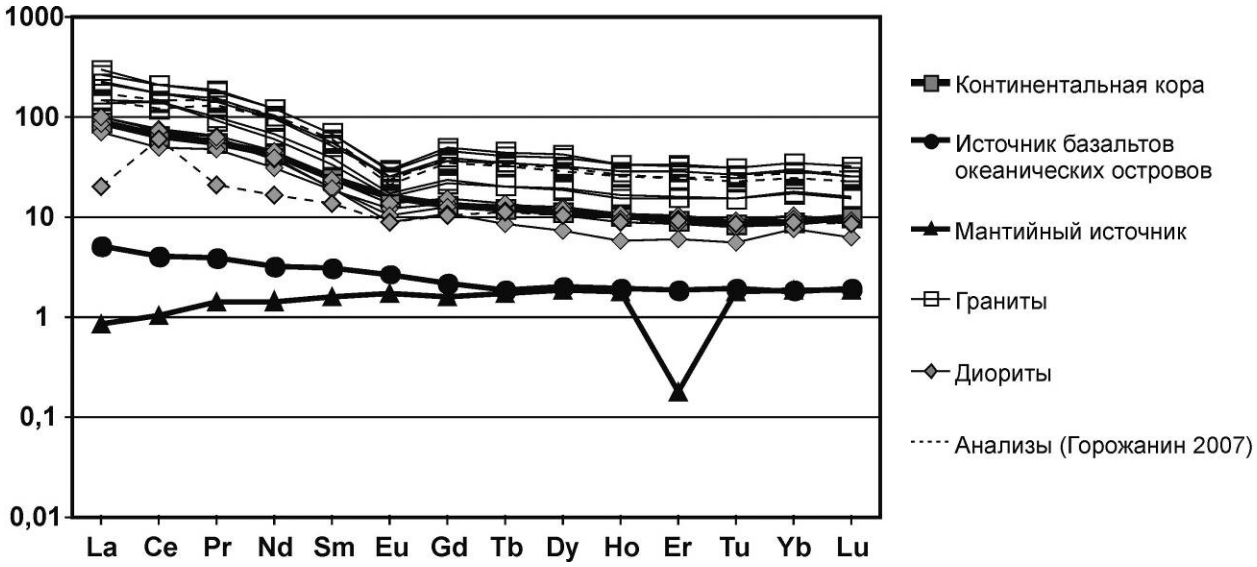


Рис. 2. Хондрит-нормированное распределение РЗЭ для гранитов Ахмеровского массива.

Литература

1. *Гаррис М.А.* Этапы магматизма и метамарфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 295с.

2. *Горожанин В.М., Носова А.А., Горожанина Е.Н.* Новые Rb-Sr и геохимические данные по Ахмеровскому гранитному массиву (Башкирский мегантиклинорий). / Геологический сборник № 6, Уфа, ИГ УНЦ РАН, 2007. С. 17-20.

3. *Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др.* Ахмеровский гранитный массив – представитель мезопротерозойского интрузивного магматизма на Южном Урале // Докл. РАН. 2008. Т. 418. № 2. С. 241-246.

4. *Eby G.N.* Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology, 1992, V.20, P. 641-644.

5. *Glasmacher U.A., Bauer W., Giese U. et al.* The metamorphic complex of Beloretsk, SW Urals, Russia - a terrane with a polyphase – to Neoproterozoic tectonothermal evolution // Precambrian Res. 2001. 110. P. 185-213

6. *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol., 1984, № 25, P. 956-983.

РОЛЬ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ В ФОРМИРОВАНИИ СКАРНОВО-БОРОСИЛИКАТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ДАЛЬНЕГОРСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (ПРИМОРЬЕ)

Баскина В.А.
Институт геологии рудных месторождений петрографии минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН), г. Москва

Вопрос об источниках и механизмах накопления бора дальнегорского скарново-боросиликатого месторождения (Приморье, 44º 34'с.ш. и 135º 37'в.д.) служит предметом дискуссий. И.Н.Говоров [1] высказал предположение о ювенильных источниках бора, их связи с локальным щелочно-базальтовым очагом и о транспортировке бора в потоке мантийных, обогащенных калием флюидов. Позже, в результате анализа изотопно-геохимических характеристик минералов и газово-жидких включений, сложилось представление, что бор продуктивных датолитовых руд связан с экзогенными источниками, предположительно с неморскими эвапоритами.[2-4]. Датолитовые руды формировались в начале палеогена, синхронно с внедрением послегранитных базальтовых даек и подъемом существенно метеогенных гидротерм, обогащенных калием, барием и бором. Предполагалось, что при этом имело место и переотложение бора из масс накопившегося ранее данбурита. Данных для суждения об источниках бора этих ранних данбуритов не имелось, поскольку минералы были нацело разложены и замещены при последующих процессах.

В то же время, как показано ниже, геолого-магматические характеристики и особенности эндогенных процессов на Дальнегорскогм скарново-боросиликатном месторождении свидетельствут, что важную роль в накоплении и транспортировке бора играл щелочно-базальтовый магматический комплекс и сопровождающие ювенильные флюиды.

Месторождение расположено в таухинском террейне, бороносность которого заложена на ранних стадиях развития. Кремнисто-вулканогенные осадки в разрезе террейна характеризутся повышенным геохимическим фоном бора. В терригенном раннемеловом матриксе олистостромы преобладает континентальный аркозовый материал – продукт размыва метаморфитов Сино-Корейского щита, включавших протяженные пласты турмалинитов [5]. В фанерозое процессы рудообразования в регионе сопровождались концентрацией бора. В частности, в позднемеловое время возникли крупнообъемные оловоносные зоны турмалинитов, а на олово-полиметаллических и касситерит-сульфидных месторождениях формировались зоны турмалинизации. На этом фоне скарново-боросиликатное месторождение в Дальнегорске уникально – и по гигантским масштабам, и по высокой концентрации руд на малой площади, и по типу минерализации. Факты свидетельствуют, что многоэтапный процесс рудоотложения сопровождался длительной активностью потока щелочных флюидов. Мы полагаем, что локализация потока флюидов была важным фактором концентрации бора.

В предорогенное время, в альбе, в таухинском террейне, в рифтогенных разломах края континента формировался комплекс тел меймечит-пикрит-щелочнобазальтовой серии, представленных толейитами, а также умеренно-щелочными и калиевыми щелочными базитами. Различные по фациальной принадлежности и залегающие в различных по возрасту и типу кремнисто-терригенных и иных осадочных толщах, эти щелочные базиты однотипны по составу. Им свойственны высокие K/Na отношения, высокие концентрации титана, фосфора, фтора, бария, тория, легких лантаноидов, циркония, ниобия. По соотношениям акцессорных элементов все породы комплекса принадлежат к образованиям «горячих точек» - к породам типа OIB, а также внутриплитных базальтов, типичных для окраинно-континентальных рифтов. Это следует в частности, и из соотношений Nb/Y –Zr/Y [6] и отношений $^{144}Nd/^{143}Nd$ (0,5126-0,5127) и $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7048-0,7061).

Изотопные K-Ar и Ar-Ar датировки, полученные для щелочных пород комплекса, указывают на интервал 115-63 млн. лет, что мы ранее рассматривали как свидетельство

длительной активности щелочно-базальтового очага [2]. Наименее измененные (судя по петрографическим наблюдениям и корреляциям элементов-примесей) разности датируются как раннемеловые (115-109 млн. лет). Анализ изотопных отношений кислорода в породах и минералах щелочного комплекса на Дальнегорском месторождении показал, что в этом ареале магматические тела подверглись воздействию обогащенных калием рудоносных гидротерм с высокой долей метеорных вод. Это привело к омоложению изотопных датировок, часто не отражающих истинного возраста магматических тел. Возраст исходных щелочных габброидов на Дальнегорском месторождении, по этим расчетам, 95 млн. лет [4].

Тектонический узел, поперечником 2-3 км, к которому приурочено Дальнегорское скарново-боросиликатное месторождение, контролировал в позднемеловое время одно из скоплений тел рифтогенных щелочных базальтоидов. Эти тела в ареале боросиликатного месторождения по составу несколько отличны от фоновых, и представлены преимущественно калиевыми разностями (калиевые щелочные долериты, шонкиниты, лампрофиры). Тот же узел длительное время контролировал разгрузку эндогенных щелочных и метеогенных, обогащенных щелочами флюидов. Калиевые щелочные породы в ареале боросиликатного месторождения («узловой» комплекс) и регионально распространенные, умеренно-щелочные разности пород («комплекса линейных структур») не различаются по величинам магниевого числа, но обе группы заметно различны по корреляциям примесей Nb, Th, LREE, K, Ba.

Геохимические и минералогические черты калиевых пород свидетельствуют о эманационной дифференциации и метамагматической проработке расплавов в очаге умеренно щелочных базитов флюидами, обогащенными K, Ba, La, Nb, Th. Активность флюидов, обогащенных водой и щелочами, продолжалась и на позднемагматической стадии, что привело к появлению в габброидах фации щелочных высококалиевых керсутит-порфировых лампрофиров, в наибольшей степени обогащенных LREE, LILE, HFSE (SiO_2 44 - 49%; TiO_2 2.3 - 4.3%; K_2O 6.1 - 8 %; Sr 480 - 900г/т; Ba 1100 - 4500 г/т; Zr 230-390 г/т; Nb 110-246 г/т; Cr 16-20 г/т; Th 16-18 г/т; La_n 500-700, La/Lu 22-80).

Составы и формы выделения позднемагматических роговых обманок – керсутитов позволяют судить о составе и времени активности щелочных флюидов. В начале кристаллизации керсутиты максимально обогащены титаном, что связано с пиком концентраций щелочей и воды. Скелетные, коробчатые формы кристаллов керсутита, возможно, связаны с влиянием роста концентраций «сетеактивных» компонентов: P, B, F, H_2O. Появление пород с фенокристами железо-магнезиальных силикатов при подавленной кристаллизации полевых шпатов объяснимо тем, что нуклеация полевых шпатов резко сокращается в переохлажденных расплавах с ростом концентраций бора и фосфора [8, 9]. По данным анаизов ЛАММА1000 в изученных керсутитах содержится до 0,2-0,5% B, Ba, Sr, Li, и более 100 г/т La. Это свидетельствует, что на позднемагматической стадии в ареале скопления калиевых габброидов, долеритов и лампрофиров были активными щелочные флюиды, обеспечившие подвижность и накопление бора. Ar-Ar датировки керсутитов 69-70 млн. лет. Мы предполагаем, что с этой активностью на месторождении связано отложение данбурита.

О продолжении активности обогащенных калием щелочных флюидов свидетельствует, в частности, внедрение калиевых трахибазальтов, с закалкой по контактам, в пустоты с друзами данбуритовых кристаллов. (K-Ar датировки трахибазальтов 66 – 65 млн. лет). В то же время на площади месторождения имело место формирование зон щелочных ортоклаз-пироксеновых метасоматитов, обогащенных K и Ba. Такие зоны многочисленны в телах шонкинитов, в песчаниках их кровли, в тектониечских контактах пластов щелочных базальтов и кирпичных яшм. Датировки метасоматитов 66-64 млн. лет. Концентрации Zr, Nb, Ta, LREE в метасоматитах зависят от состава «протолита»: они высоки в калиевых метасоматитах по шонкинитам и щелочным базальтам, а в метасоматитах по печаникам – ничтожны.

Позже интенсивный импульс активности калиевых флюидов сопровождал отложение датолитовых руд. Взаимодействие этих флюидов с расплавами палеогеновых базальтов, формирующих серии до- и внутрирудных даек, привело к появлению специфического комплекса высоко- и ультракалиевых латитов. Они распространены среди оруденелых скарнов на площади 1.8х 0.9 км и пространственно ассоциированы с залежами продуктивных руд и свитами базальтовых даек. Эти образования, ранее именуемые трахитами [1], в последующих публикациях традиционно описывались как поздние, бороносные дифференциаты очага калиевых щелочных базитов. Нами не обнаружено минералого-геохимических признаков принадлежности латитов к калиевой щелочно базальтовой серии [2, 3]. По сравнению со щелочно-основными разностями латиты резко обеднены La, Ce, Nd, Nb, Ta, Zr, Hf. В латитах отсутствуют оливины, флогопиты, керсутиты и акцессорные минералы, характерные для калиевых щелочных базитов. В ультракалиевых латитах не удалось обнаружить фенокристов ортоклаза, лейцита или эпилейцита, упоминавшихся при описании этих пород ранее. По минеральному составу и микроструктурам латиты весьма сходны с базальтами палеогеновых даек (при том, что в латитах содержания K_2O достигают 9-11 %, а концентрации бария и рубидия, по сравнению с базальтами даек, на порядок более высокие). Те и другие представлены по-преимуществу неполнокристаллическими, спорадофировыми разностями, содержат редкие вкрапленники плагиоклазов и реже клинопироксенов. Кварца в породах нет. Сложение связующей массы варьирует от пилотакситовой до микрозернистой, состоящей из зерен плагиоклаза и лиловатого зонального титанистого авгита. Вкрапленники, микрофенокристы и лейсты в высококалиевых латитах, так же как в базальтах (долеритах) представлены основным плагиоклазом, от Ан 80 до Ан 75-65; а также титанистым авгитом и диопсид-авгитом (f 18-32, с примесью 0,8-2.5% TiO_2) Помимо этих минералов, в связующей массе долеритов имеются титаномагнетит и в малых количествах роговая обманка, а в связующей массе латитов - ильменит и ортоклаз. Связующая масса латитов сложена темным, слабо индивидуализированным веществом, в котором накапливаются железо и калий, барий и хлор. По составу она соответствует натрово-калиевому трахибазальту. В латитах обилен ортоклаз, кристаллизовавшийся на поздне- и постмагматической стадии, в виде псевдоморфоз по плагиоклазам, миндалин, прожилков. Ортоклазы характеризуются примесью Na_2O = 0.3-0.9% и концентрациями бария 2000 -7000 г/т. Ar-Ar и K-Ar датировки латитов и ортоклазов отвечает интервалу 58-57 млн. лет.

Высококалиевые латиты - это тела палеогеновых жильных базитов, внедрившиеся в зоне прохождения колонны рудоносных флюидов в центре боросиликатного месторождения и измененные под действием этих флюидов. Расплавы в локальных камерах базальтов испытали воздействие рудоносных флюидов с высокой долей метеогенных гидротерм, обогащенных высокорастворимыми K, B, Ba. Дайки служили проводниками тех же флюидов.

После отложения датолита имело место многократное внедрение даек базитов с натровым уклоном, а калиевые латиты на этом этапе уже не известны. Дайки долеритов и андезито-базальтов, секущие оруденелые скарны с датолитом вблизи выходов латитов, имеют по K-Ar определениям возраст 54 -55 млн. лет. На этом этапе поток калиевых растворов сквозь скарновый блок и секущие его магматические тела практически прекратился (лишь в некоторых дайках этого возраста на борном месторождении несколько повышены содержания калия). Более подробно геологические соотношения магматических, метасоматических и рудных образований на месторождении и их изотопные датировки рассмотрены в [2, 3]. Последатолитовые базальтовые дайки на борном месторождении в целом неотличимы от внутри- и послерудных даек на окружающих полиметаллических месторождениях и от послегранитных даек в региональных базальтовых поясах. При анализе изотопных аномалий кислорода в базальтах до- и внутрирудных даек, следы циркуляции нагретых метеогенных флюидов обнаружены на всех позднемеловых и палеогеновых рудных месторождениях Приморья [7]. Однако, в этих случаях не отмечено воз-

действия гидротерм, обогащенных калием, барием и бором, активных, как установлено, только на Дальнегорском месторождении. Там канал циркуляции специфических по составу гидротерм был пространственно ограничен ареалом активности очага калиевых щелочных базитов, и флюиды частично унаследовали геохимическую специфику щелочно-базальтового очага.

Мы полагаем, что наличие щелочнобазальтовой камеры и потока щелочных флюидов (а позже и метеогенных флюидов, обогащенных калием, барием и бором) были важным фактором накопления аномальной по масштабам борной минерализации в дальнегорском районе. Предполагается, что узкая структурная локализация флюидного канала способствовала высокой концентрации боросиликатных руд, в том числе при переотложении начальных скоплений данбуритов.

Многие из широко цитируемых в литературе представлений о составе калиевой щелочной, так называемой «сихалинской» серии, ее дифференциатах и рудоносности [1] при последующем изучении не подтвердились. Тем не менее, следует согласиться с главной идеей И.Н. Говорова о длительной активности локального потока ювенильных щелочных флюидов, определивших как многие петро-геохимические особенности изверженных пород в ареале Дальнегорского месторождения, так и появление там крупных концентраций бора.

Обращаясь к модели формирования месторождения, мы предполагаем следующие этапы накопления бора: 1. Обогащение мезозойских морских отложений (особенно их углеродистых фаций) бором, как ювенильным (в связи с региональной щелочно-базальтовой активностью), так и осадочным. Обогащение турмалином матрикса раннемеловой олистостромы Таухинского террейна в ходе эрозии метаморфических толщ Сино-Корейского щита. 2. Диагенез и метаморфизм пород террейна с появлением горизонтов турмалинитов в складчатых толщах. 3. Разложение турмалина и переход бора в растворимые формы под влиянием щелочных флюидов, связанных с щелочнобазльтовым дальнегорским очагом. Осаждение бора в локальном бассейне и образование осадочного, предположительно эвапоритового источника оруденения. 4. Формирование в том же узком структурном канале под месторождением потока подземных вод, вовлеченных в систему глубокой циркуляции и нагрева. Перенос бора (вместе с растворимыми K, Ba, Rb) и осаждение боросиликатов в скарнах. Такая модель, согласуясь со многими фактами, тем не менее, требует дальнейшего анализа, особенно в части получения изотопных составов B, O, Nd, Sr в породах и минералах месторождения.

Литература

1. *Говоров И.Н.* Малые интрузии щелочных пород и боросиликатные скарны Дальнегорского района Приморья // Докл. АН. 1976. Т. 230. № 1.С.186–189.
2. *Баскина В.А.* Дальнегорское боросиликатное месторождение// «Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых». М. ИГЕМ. 2006. Т.3 кн.2 С. 737-765.
3. *Баскина В.А., Прокофьев В.Ю., Лебедев В.А. и др*. Состав рудоносных растворов и источники бора Дальнегорского скарново-боросиликатного месторождения (Приморье, Россия) // ГРМ. 2009. Т. 51. № 3. С. 203-221.
4. *Дубинина Е.О., Баскина В.А., Авдеенко А.С.* Природа рудообразующих растворов Дальнегорского месторождения: изотопно-геохимические корреляции вмещающих пород. // ГРМ. 2011. №1. С. 65-83
5. *Parfenov L.M., Nokleberg W. J., Berzin N.A. et. al.* Tectonic and Metallogenic Model for Northeast Asia: U.S. Geological Servey Open-File Report 2011-1026. 2011. CD-ROM.
6. *J. Godfrey Fitton.* The OIB paradox. // 2006. School of GeoSciences, University of Edinburgh, Grant Institute., West Mains Road. Edinburgh EH9 3JW, UK.

7. *Баскина В.А.* Гидротермальный метаморфизм базальтовых даек в рудных районах Приморья // Научный сборник «Процессы рудообразования и прикладная геохимия» К 100летию Л.Н.Овчинникова. М. ИМГРЭ. 2013. С. 81-93.

МИНЕРАЛОГИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА В ТРУДАХ ВЫПУСКНИКОВ УРАЛЬСКОГО ГОРНОГО УНИВЕРСИТЕТА (1986–2014 г. г.)

Белковский А.И.
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

За указанный период выпускниками Уральского университета (Свердловского горного института им. В. В. Вахрушева) проводились исследования по следующим основным направлениям:

– минералогия эклогитов:

Алексеев А. А.; Белковский А. И.; Бутин В. В.; Вализер П. М.; Волченко Ю. А.; Ефимов А. А.; Кейльман Г. А.; Ленных В. И.; Локтина И. Н.; Пыстин А. М.; Шалагинов В. В.;

– минералогия метаморфических пород:

Аринштейн М. Б.; Белковский А. И.; Болтыров В. Б.; Бутин В. В.; Душин В. А.; Дэви М. Н.; Жданова С. Н.; Кейльман Г. А.; Ленных В. И.; Локтина И. Н.; Огородников В. Н.; Петров В. И.; Пыстин А. М.; Сазонов В. Н.; Сидоренков А. И.

– минералогия щелочных пород:

Алексеев А. А.; Алексеева Г. В.; Белковский А. И.; Локтина И. Н.; Попов В. А.; Попова В. И.; Рапопорт М. С.; Свяжин Н. В.; Ферштатер Г. Б.; Шагалов Е. С.; Шардакова Г. Ю.;

– минералогия и онтогенез метасоматитов:

Грязнов О. Н.; Огородников В. Н.; Рапопорт М. С.; Сазонов В. Н.; Белковский А.И.; Жилин И. В.; Ленных В. И.; Локтина И. Н.; Панков Ю. Д.; Петров В. И.; Селиверстов Г.Ф.;

– минералогия и разведка железорудных месторождений:

Белковский А. И.; Жилин И. В.; Ленных В. И.; Локтина И. Н.; Панков Ю. Д.; Петров В. И.; Селиверстов Г. Ф.;

– минералогия и разведка редкометальных рудопроявлений:

Белковский А. И.; Белозеров В. Н.; Белозерова М. А.; Грязнов О. Н.; Карагодин С.С.; Коптяев А. Ф.; Локтина И. Н.; Макагонов Е. П.; Попов Б. А.; Снегирев А. Д.; Усольцева И. А.; Червяковский С. Г.;

– минералогия пегматитов:

Белковский А. И.; Болтыров В. Б.; Кейльман Г. А.; Огородников В. Н.; Попов В. А.; Попова В. И.; Савичев А. Н.; Сазонов В. Н.;

– минералогия карбонатитов:

Белковский А. И.; Болтыров В. Б.; Левин В. Я.; Локтина И. Н.; Недосекова И. Л.; Огородников В. Н.; Попов В. А.; Прибавкин С. В.; Пушкарев Е. В.; Савичев А. Н.; Сазонов В. Н.;

– минералогия и разведка титановых месторождений:

Аринштейн М. Б.; Белковский А. И.; Дэви М. Н.; Краева Ю. П.; Ларина Н. В.; Прибавкин С. В.; Свяжин Н. В.; Соколов Ю. А.; Ферштатер Г. Б.; Холоднов В. В.; Якшин В. И.;

– минералогия и разведка кварцевых месторождений:

Аникеева Л. Ф.; Аринштейн М. Б.; Белковский А. И.; Бодринкова А. Н.; Буслаев Ф.П.; Глаголев Е. В.; Дэви М. Н.; Емлин Э. Ф.; Зверева Г. Ф.; Корнилов Ю. Б.; Огородников В. Н.; Осинский А. В.; Савичев А. Н.; Сазонов В. Н.; Синкевич Г. А.; Суставов С. Г.; Якшин В. И.;

– минералогия и разведка радиоактивных элементов:

Еремеев С. П.; Зейгермахер А. А.; Локтина Ида Н.; Лучинин И. Л.;

– минералогия кор выветривания:

Русский В. И.; Гузовский Л. Я.;

– минералогия техногенеза:

Чесноков Б. В.; Емлин Э. Ф.

Из печати вышли следующие монографии:

Белковский А. И. Эволюция состава гранатов эклогит-сланцевых и эклогит-сланце-мигматитовых комплексов (на примере эклогитов Среднего Урала) Свердловск: УНЦ АН СССР. 1986. 224 с.

Белковский А. И. Симплектит-эклогиты Среднего Урала. Свердловск: УрО АН СССР. 1989. 200 с.

Белковский А. И. Геология и минералогия кварцевых жил Кыштымского месторождения. Миасс–Екатеринбург: ИМин УрО РАН, 2011. 234 с.

Белковский А. И., Белковская Я. А. Биотиты и вермикулиты Уфалейского гнейсо-мигматитового комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1987. 60 с.

Вализер П. М., Ленных В. И. Амфиболы голубых сланцев Урала. М.: Наука, 1988. 203 с.

Емлин Э. Ф., Синкевич Г. А., Якшин В. И. Жильный кварц Урала в науке и технике // Свердловск: Средне-Уральское книжное издательство, 1988. 270 с.

Левин В. Я., Роненсон Б. М., Самков В. С. и др. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Министерство Природных Ресурсов Российской Федерации, 1977. 272 с.

Панков Ю. Д. Формации метасоматических железистых кварцитов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 200 с.

Пыстин А. М. Полиметаморфические комплексы Западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 208 с.

Выпускники Уральского горного университета участвовали в работе и подготовке материалов к изданию всех совещаний, посвященных минералогии Урала и сопредельных территорий. Особо следует отметить большую редакционную работу по подготовке серии монографий «Минералогия Урала» (Иванов О. К., Бушмакин В. Ф., Емлин Э. Ф., Попов В. А., Попова В. И., Чесноков Б. В., Якшин В. И. и др.) и отдельных выпусков, посвященных различным вопросам минералогии (Белковский А. И., Варлаков А. С., Ленных В. И., Попов В. А., Попова В. И., Чесноков Б. В. и др.).

Все вышеупомянутые материалы широко используются различными специалистами – минералогами, петрографами, геохимиками и геологами-поисковиками.

Проведенные исследования пользовались поддержкой академиков АН СССР Белова Н. В., Коржинского Д. С., Пейве А. В., Соболева С. В., чл.-корр. Белевцева Л. Н. (АН УССР), Иванова С. Н., Овчинникова Л. Н., докторов геол.-мин. наук Барабанова В. Ф., Белькова И. В., Гинзбурга А. И., Григорьева Д. П., Карякина А. Е., Кухаренко А. А., Руденко С. А., Саранчиной Г. М., Франк-Каменецкого В. А., Шинкарева Н. Ф., Штейнберга Д. С. Автор отчетливо понимает, что в данном обзоре отмечены далеко не все фамилии специалистов, занимающихся изучением минералогии Урала. Полный обзор истории изучения минеральных богатств Урала является предметом отдельной монографической работы.

ИЗОТОПНЫЕ ОТНОШЕНИЯ СВИНЦА В ГАББРО И ЖИЛЬНЫХ ТОНАЛИТАХ ИЗ БЛОКА ОФИОЛИТОВ В СТРУКТУРЕ РЕВДИНСКОГО МАССИВА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Берзин С.В., Стрелецкая М.В.
Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург

Ревдинский массив является самым южным в цепочке массивов Платиноносного пояса Урала. Он состоит блоков оливинового габбро, габбро-норитов, троктолитов и клинопироксенитов, в промежутках между которыми прослеживаются амфиболизированные и соссюритизированные полосчатые габбро и роговики мариинского комплекса [3, 8]. Комплекс параллельных даек, пересекающих габбро, обнажается в восточной части Ревдинского массива. Изначально при геологосъемочных работах под руководством И.И. Зенкова в этих обнажениях были выделены древняя серия диабазовых даек, имеющих субширотное простирание, и перпендикулярная ей молодая серия диабазовых даек [3, 8]. В дальнейшем И.В. Семеновым и соавторами было показано, что эти диабазовые дайки являются комплексом параллельных даек, образовавшимся в условиях растяжения [5-7 и др.].

В изучаемых нами обнажениях комплекса параллельных даек в восточной части Ревдинского массива (г. Балабан, г. Груберских, г. 489,3 м, г. 442 м, г. Ельчевишная и др.) наблюдается прорывание габбро двумя генерациями параллельных даек, пересекающихся под углом 40-70°, в промежутке между формированием которых происходило внедрение пород жильной диорит-тоналитовой серии [1-2, 4]. Долеритовые дайки 1-й генерации, сложенные мелкозернистыми долеритами, имеют мощность до 3-6 метров, крутое или субвертикальное падение и северо-восточное простирание (30-45°). В них наблюдаются структуры типа «дайка в дайке» с односторонними зонами закалки. Долеритовые дайки 2-й генерации, сложенные тонкозернистыми и мелкопорфировыми долеритами, как правило, имеют меньшую мощность от 12-20 см до 1-1,5 м, крутое падение и северо-западное простирание (320-350°). Дайки образуют рои и структуры типа «дайка в дайке» с односторонними зонами закалки. Долеритовые дайки первой генерации и габбро прорываются прожилками пород жильной диорит-тоналитовой серии, которые также играют роль цемента в магматических брекчиях. Габбро и долериты параллельных даек подверглись регрессивному метаморфизму: пироксен в них повсеместно замещен амфиболом, плагиоклаз полностью соссюритизирован. В диоритах и тоналитах жильной серии плагиоклаз также альбитизирован и соссюритизирован, среди фемических минералов присутствуют амфибол и шамозит. По геохимическим особенностям долериты параллельных даек обеих генераций близки к продуктам задугового спрединга [1-2, 4].

Для исследования изотопных отношений свинца были отобраны проба габбро (Д9-4) из скрина между параллельными долеритовыми дайками 1-й генерации на г. 442 м в черте г. Дегтярска и проба тоналита (Д6-4) из прожилка, пересекающего пакет параллельных долеритовых даек 1-й генерации, на г. 489,3 м. Габбро характеризуется пониженным содержанием K_2O 0,28 %, невысоким содержанием Na_2O 3 %, умеренным отношением $Fe/(Fe+Mg)_{(мол.)}$ – 0,52, пологим близким к N-MORB спектром распределения РЗЭ (La_n/Yb_n 1,24) с положительной европиевой аномалией (Eu_n/Eu_n* 1,51), дефицитом Th, Zr и повышенным содержанием Cs, Rb, P, Ti. Проба тоналита характеризуется низким содержанием K_2O 0,18 %, повышенным отношением $Fe/(Fe+Mg)_{(мол.)}$ – 0,62 наклонным спектром распределения РЗЭ (La_n/Yb_n 1,51) и дефицитом Rb, Zr и Ti.

Образцы подвергались кислотному вскрытию ($HF+HNO_3$), HCl при нагревании (200 ^oC). Хроматографическое выделение свинца проводилось на анионообменной смоле Bio Rad AG 1x8 по стандартной HBr-HCl схеме [13].

Измерение изотопного состава свинца осуществлялось при помощи многоколлекторного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой Neptune Plus, методом Tl_N MC ICP-MS (внутренний стандарт таллия), предусматривающим нормирование результатов всех текущих измерений изотопных отношений Pb по эталонному значению отношения $^{205}T1/^{203}T1$ и с учетом интерференций изотопа ртути ^{204}Hg. Расстановка коллекторов Фарадея [12]: L3-F – ^{202}Hg, L2-F – ^{203}Tl, L1-F – ^{204}Pb, C-F – ^{205}Tl, H1-F – ^{206}Pb, H2-F – ^{207}Pb, H3-F – ^{208}Pb. Коррекция интерференций применялась к изотопным отношениям $^{204}Pb/^{206}Pb$, $^{204}Pb/^{207}Pb$, $^{204}Pb/^{208}Pb$ по отношению $^{202}Hg/^{204}Hg$=4,35037. Нормирование проводилось по экспоненциальному закону с использованием отношения $^{205}T1/^{203}T1$ = 0,418922.

Правильность и воспроизводимость измерений изотопного состава свинца контролировалась повторными измерениями стандарта NIST 981: $^{204}Pb/^{206}Pb$=0,059061±2, $^{208}Pb/^{206}Pb$=2,16799±3, $^{207}Pb/^{206}Pb$=914514±9 ($2\sigma_{ед}$ по 21 измерению).

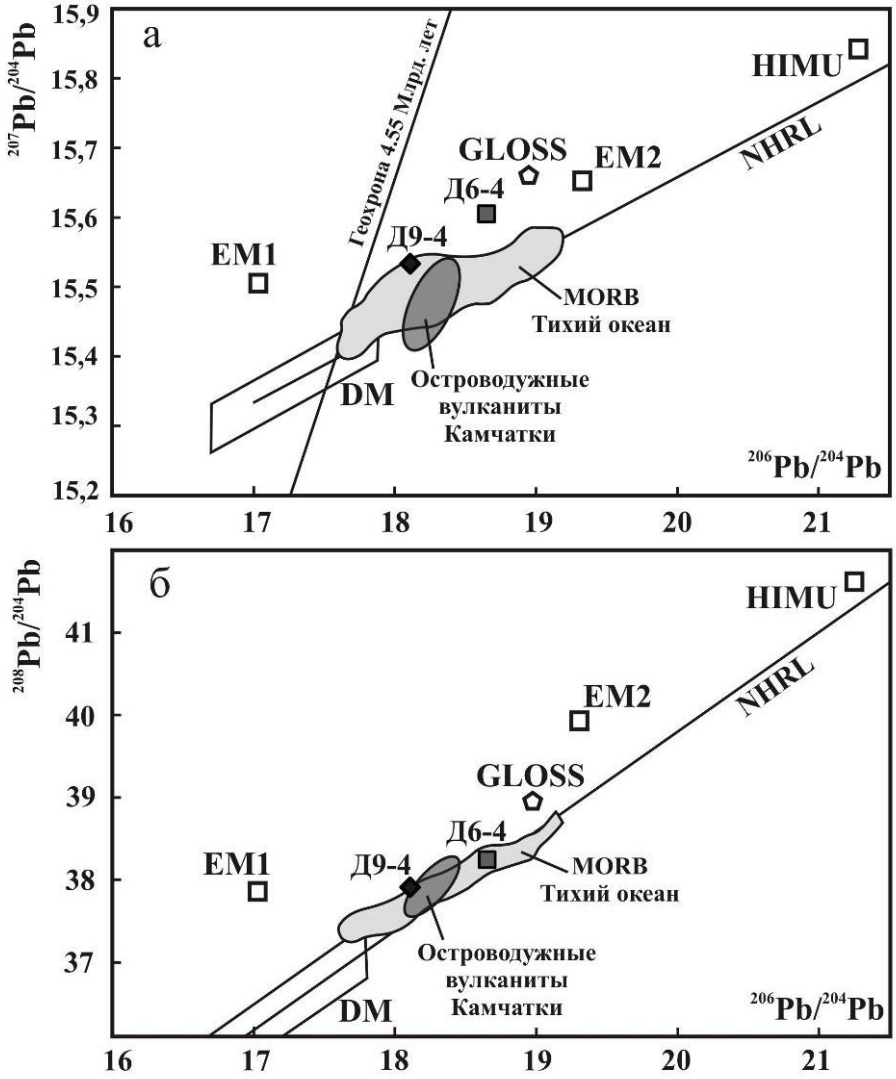


Рис. 1. Диаграммы $^{206}Pb/^{204}Pb$ – $^{207}Pb/^{204}Pb$ (а) и $^{206}Pb/^{204}Pb$ – $^{208}Pb/^{204}Pb$ (б) для пробы габбро (Д9-4) и тоналита (Д6-4) из блока офиолитов в восточной части Ревдинского массива. DM, EM1, EM2, HIMU по [20], NHRL - Northern Hemisphere Reference Line, MORB Тихого океана по [16], GLOSS - Global Subducted Sediments (средний состав субдуцируемых осадков) по [18], островодужные вулканиты Камчатки по [17]. Погрешность определения изотопных отношений меньше, чем размер значков.

Отношения радиогенных изотопов свинца к нерадиогенному свинцу в пробе габбро (Д9-4) составили: $^{206}Pb/^{204}Pb$=18,1024±0,0006, $^{207}Pb/^{204}Pb$=15,5338±0,0005, $^{208}Pb/^{204}Pb$=37,9022±0,0012; в пробе тоналита (Д6-4): $^{206}Pb/^{204}Pb$=18,6547±0,0007, $^{207}Pb/^{204}Pb$=15,6026±0,0006, $^{208}Pb/^{204}Pb$=38,2415±0,0014. Приведенные ошибки представляют собой SE (standard error) внутри одного измерения.

При вынесении данных на диаграмму $^{206}Pb/^{204}Pb$ – $^{207}Pb/^{204}Pb$ (рис 1а) фигуративная точка габбро (Д9-4) ложится правее геохроны, в поле составов базальтов тихоокеанских срединно-океанических хребтов (СОХ) по [16] вблизи границы с перекрывающим его полем составов вулканитов п-ова Камчатка [17]. Проба тоналита (Д6-4) по сравнению с габбро характеризуется повышенными отношениями $^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{206}Pb/^{204}Pb$. За счет этого на диаграмме (рис. 1а) проба занимает промежуточное положение между базальтами СОХ (и в частности фигуративной точкой Д9-4) и средним составом субдуцируемых морских осадков (GLOSS) по [18], попадая в область составов островодужных вулканитов по [19].

На диаграмме $^{206}Pb/^{204}Pb$ – $^{208}Pb/^{204}Pb$ (рис. 1б) проба габбро так же попадает на границу поля составов базальтов тихоокеанских СОХ по [16] и перекрывающего его поля вулканитов Камчатки [17]. Проба тоналита по сравнению с пробой габбро обогащена ^{208}Pb. Она тоже попадает в поле составов базальтов тихоокеанских СОХ, причем, как и на диаграмме $^{206}Pb/^{204}Pb$ – $^{207}Pb/^{204}Pb$, занимает промежуточное положение между пробой габбро и субдуцируемыми осадками (GLOSS), что, возможно, указывает на островодужную природу тоналита.

Исследование изотопного состава свинца в пробе Д9-4 затрагивает проблему генезиса габбро, прорываемого параллельными долеритовыми дайками. С одной стороны, рассматриваемые габброиды расположены в пределах Ревдинского массива Платиноносного пояса Урала (ППУ), ограниченного тектоническими разломами, с другой - они отличаются по геохимическим признакам от классических габбро концентрически зональных массивов и скорее сопоставимы с габбро офиолитовой ассоциации. На диаграмме Nb/Yb – Th/Yb [14] точки габбро тяготеют к составам океанических базальтов, промежуточных между N-MORB и E-MORB, а также попадают в перекрывающее их поле базальтов зоны задугового спрединга Марианского трога по [15]. По содержанию Sr (185-263 г/т) анализы габбро из скринов между долеритовыми дайками близки к офиолитам Приполярного Урала по данным [11], отклоняясь от составов габбро дунит-клинопироксенит-габбровой и габбровой серии массивов ППУ по данным [9-10] и пород Хорасюрского массива ППУ по [11]. На вероятную принадлежность исследуемых габброидов к офиолитовой ассоциации указывает также близость изотопных соотношений свинца к базальтам СОХ (рис. 1).

Таким образом, данные по исследованию изотопных соотношений свинца в пробе габбро и тоналита хорошо соотносятся с данными по их химическому и микроэлементному составу. Габбро из скринов между параллельными долеритовыми дайками соответствует габброидам офиолитового разреза. Формирование тоналитов жильной серии вероятнее всего происходило в надсубдукционной обстановке.

Исследования проводятся по проекту 12-П-5-1017 «Структурно-вещественная эволюция и металлогения базит-ультрабазитовых комплексов при формировании земной коры складчатых поясов…» и проекту РФФИ 13-05-96032.

Литература

1. *Берзин С.В.* Взаимодействия комплекса параллельных долеритовых даек и габбро в восточном обрамлении Ревдинского массива (Средний Урал) // Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы (XV Чтения памяти академика А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 18-21 с.
2. *Берзин С.В.* Породы офиолитовых комплексов в обрамлении и в структуре Ревдинского массива Платиноносного пояса Урала // XI Международная школа наук о Земле имени Л.Л. Перчука. Одесса, 2013. С. 17-22.

3. *Зенков И.И., Шилов В.А. и др*. Геологическая карта Урала масштаба 1:50000 Листы О-40-120-Б (восточная половина), О-40-120-Г (восточная половина), О-40-132-Б (восточная половина), О-40-132-Г (восточная половина), О-41-109-В, О-41-121-А. О-41-121-В, О-41-133-А (северо-западная четверть) (Отчет Ревдинского отряда по геологической съемке и доизучению, проведенных в 1968-1973 гг.). Свердловск, 1973.
4. *Иванов К.С., Берзин С.В.* Первые данные о U-Pb возрасте цирконов из ре-ликтовой зоны задугового спрединга горы Азов (Средний Урал) // Литосфера, 2013, № 2, С. 92-104.
5. *Семенов И.В.* Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 362 с.
6. *Семенов И.В., Шилов В.А., Верховский А.М.* О структурных и возрастных соотношениях рифтогенного комплекса параллельных базальтовых даек с габбро-гипербазитовыми массивами Платиноносного пояса Урала // Доклады АН СССР. 1978. Т. 243. № 1. С. 187-190.
7. *Семенов И.В., Шилов В.А., Ронкин Ю.Л.* Структурные и относительно-возрастные соотношения комплекса параллельных долеритовых даек с породами Ревдинского габбрового массива (Средний Урал).//Ежегодник-1998. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. С. 132-139.
8. *Фоминых В.Г., Латыш И.К., Шилов В.А.* Ревдинский массив и его титаномагнетитовые руды // Минералогия и геохимия железорудных месторождений Урала. Свердловск, 1974. С. 43-80.
9. *Ферштатер Г.Б.* Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
10. *Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., Монтеро П., Бородина Н.С.* Интрузивный магматизм ранних стадий развития Уральского эпиокеанического орогена: U-Pb геохронология (LA-ICPMS, NORDSIM, SHRIMP-II), геохимия, закономерности эволюции // Геохимия. 2009. № 2. С. 150-170.
11. *Шмелев В.Р.* Магматические комплексы зоны Главного уральского глубинного разлома (Приполярный сектор) в свете новых геохимических данных // Литосфера. 2005. № 2. С. 41-59.
12. *Collerson K. D., Kamber B. S., Schoenberg R.* Applications of accurate, high-precision Pb isotope ratio measurement by multi-collector ICP-MS // Chemical Geology. 2002. Vol. 188. P. 65–83.
13. *Kamber B. S., Gladu A. H.* Comparison of Pb Purification by Anion-Exchange Resin Methods and Assessment of Long-Term Reproducibility of Th/U/Pb Ratio Measurements by Quadrupole ICP-MS // Geostandards and Geoanalytical Research. 2009. Vol. 33. P. 169–181.
14. *Pearce J.A.* Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. Vol. 100. P. 14–48.
15. *Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer S.H., Fryer P.* Geochemical mapping of the Mariana Arc-Basin System: implications for the nature and distribution of subduction components // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2005. Vol. 6. Is. 7. Q07006.
16. *Plank T., Langmuir C.H.* The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // Chemical Geology. 1998. Vol. 145. P. 325– 394.
17. *Sahaa A., Basua A.R., Jacobsenb S.B., Poredaa R.J., Yinb Q.-Z., Yogodzinski G.M.* Slab devolatilization and Os and Pb mobility in the mantle wedge of the Kamchatka arc // Earth and Planetary Science Letters. 2005. Vol. 236. P. 182– 194.
18. *White W.M., Hofmann A.W., Puchelt H.* Isotope geochemistry of Pacific mid-ocean ridge basalt // Journal of Geophysical Research, B: Solid Earth Planets. 1987. Vol. 92. P. 4881–4893.
19. *Wilson B.M.* Igneous petrogenesis a global tectonic approach. London, 1989. 466 p.
20. *Zindler A., Hart S.* Chemical geodynamics // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 1986. Vol. 14. P. 493-571.

О СВЯЗИ СУРЬМЯНО–РТУТНО-ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИХ И ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗЕРАВШАНО-ГИССАРСКОГО ПОЯСА И ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПАМИРА С МАНТИЙНЫМИ ПЛЮМАМИ

Вазиров К.В., Малахов Ф.А.
Таджикский национальный университет, г. Душанбе

По характеру тектонического развития, особенностям геологического строения, геолого-структурной позиции в металлогении Зеравшано-Гиссара и Юго-Восточного Памира среди сурьмяно-ртутно-золотосодержащих и оловянно-сульфидных месторождений выделяют два формационных типа – силикатно-сульфидно-касситеритовый и касситерит-сурьмяной. Силикатно-сульфидно-касситеритовый тип оруденения широко распространён в Пасруд-Ягнобской рудной зоне, где расположены сульфид- и сурьмусодержащие оловорудные месторождения (Тагобикуль, Кумарх и др.). Рудовмещающими породами являются терригенно-карбонатные толщи PZ_2, осложнённые интрузивными породами (диориты, гранодиориты, граниты) и контролируемые Гиссаро-Каротегинским краевым разломом, чем объясняются совмещенное расположение оловянных и сурьмяных руд в одних и тех же структурах и наличие в оловянных рудах попутного антимонита. Вмещающие породы изменены гидротермальным метаморфизмом и подверглись грейзенизациии различной интенсивности. На западном фланге Тагобикульского месторождения оловянное оруденение количественно уменьшается, а кварц-антимонитовые жилы уничтожены эрозией; для восточной части участка характерны жилы кварц-турмалиновой ассоциации. На Кумархе сурьмяная с золотом минерализация сечет оловянное оруденение и накладывается на него. Здесь кварц в жилах слагает их зальбанды, а турмалин-сульфидные с касситеритом заполняют центральной части жил. С глубиной прослеживаются элементы вертикальной зональности, количество антимонита и галенита уменьшается, появляются арсенопирит, сфалерит, касситерит, станнин, пирит и золото. Температура декрепитации кварц-турмалин-касситерита составляет 400-380°С, сфалерита – 310-300 °С, друзавидного кварца – 360-350 °С, антимонита – 270-200 °С [6]. В центральной части прожилков локализуется оловянное оруденение (Мушистон), затем переходящие к полиметаллическому (Хирасанг, Конинукра) и сурьмяно-полиметаллическому (Пагна) на удаленном от интрузива зоны, завершая рудный этап на флангах Казнокского рудного поля [6]. Касситерит-сульфидный тип минерализации локализован в разрезе в песчано-сланцевой толщи перми и эффузивно-карбонатных пород юры (Заречное, Юго-Восточный Памир). Оно приурочено к северному крылу Тахтамышьского антиклинория и осложнено Мургабским, Карабелесским надвигами широтного простирания [11]. К последним зонально приурочены оловянная, свинцовая и сурьмяная минерализации. Основная масса олова с свинцовой локализована в сильно смятой зоне в нижнем поднадвиговом ярусе, сурьмяная минерализация – в висячем боку надвига и его верхних горизонтах, где основная роль принадлежит структуре типа экранирования. Касситерит-сульфидное рудопроявление Заречное “оторвано” от конкретных интрузивов и его, по мнению В.П. Федорчука [16], можно отнести к телетермальному ряду гидротермальных месторождений. Антимонит в виде попутного минерала или примесей содержится в рудах ряда месторождений других генетических типов.

Рассматривая различные аспекты формирования этих месторождений, их традиционно связывают с проявлением магматизма определенного состава и возраста. При этом размещение сурьмяно-ртутно-золотосодержащих и оловорудных месторождений и, в равной степени, магматических пород контролируется одними и теми же долгоживущими разломами, указывая на пространственно-структурную и, возможно, парагенетическую связь комплексных ртутно-сурьмяных месторождений (Кончоч, Чоррога, Рарз, Пиндар и др.) как с кислыми магматитамы, так и со щелочными базальтоидами, а оловянных сурьмусодержащих месторождений Тагобикуль-Кумархского ртутного поля – с гранитоидами

и гранодиоритами. Однако, о степени этой связи судить пока ещё трудно, т.к. минеральные комплексы сурьмяно-ртутных и силикатно-сульфидно-касситеритовых типов месторождений связаны с различными стадиями, но единых рудогенерирующих очагов рудного процесса не отмечено [3]. Генетическая связь золото-вольфрамовых (Джилау, Такфон и др.), оловорудных высокотемпературных (Майхура, Ангишт и др.), золотосульфидных (Тарор, Ангишт и др.), а также скарно-полиметаллических (Кафандар, Оби-Сарбух), высокотемпературных свинцово-флюоритовых (Кондара, Красные холмы) месторождений региона с гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами верхнекаменноугольного возраста и контроль тех и других долгоживущими разломами доказывается в работах [2, 6, 13, 14, 15, 16, 17]. Аналогичная точка зрения относительно связи низкотемпературного свинцово-флюоритового и ртутно-сурьмяно-золотого оруденения Центрального Таджикистана с определёнными интрузивными комплексами оспаривается в [14, 3]. Некоторые исследователи вообще отрицают такую связь и справедливо отмечают, что поскольку "… ртутные месторождения формируются на последних этапах поздней стадии развития подвижных зон земной коры, в послеинтрузивное время, они не бывают связаны с какими либо определенными интрузиями и относятся к послеинтрузивным образованиям" [13].

Характерной особенностью рудопроявлений и месторождений ртути и сурьмы Зеравшано-Гиссарского рудного пояса является то, что непосредственно вблизи их встречаются как гранодиориты, гранит-порфиры (Пиндар, Рарз, Чоррога, Кончоч), так и основные щелочные породы (выполняющие трубки взрыва Кончоч, Каракуль и др.) [3]. При этом пространственно-структурная связь ртутно-сурьмяно-мышьякового оруденения с гранодиоритами и гранит-порфирами устанавливается лишь для комплексных ртутно-сурьмяно-золоторудно-редкометалльных (с флюоритом) месторождений. Такое оруденение приурочено преимущественно к интенсивно аргиллизированным алевропесчаникам, гранодиоритам и гранит-порфирам (Кончоч). Кварц-антимонитовые и кальцит-антимонитовые (Пиндар, Рарз, Чаррога) проявления также обнаруживают признаки пространственно-структурной связи с штокообразными телами гранитоид-порфиров. Ранее нами отмечено, что размещение ртутных, сурьмяных месторождений и рудопроявлений, а также интрузивных пород в масштабах рудных зон контролируется нередко одними и теми же разломами. Примером может служить упомянутые выше рудопроявления Сарыдевол, Чульбои, Каракуль, месторождение Кончоч, Кумарх-Тагобикульское рудное поле, Учкадо и некоторые золото-сульфидные месторождения (Гиждарва, Чашманият и др.), на площади которых интрузивные образования располагаются либо вблизи минерализованных зон дробления, либо непосредственно вмещают оруденения (Кончоч, Учкадо, Чоррога, Тагобикуль, Кумарх, Гиждарва, Чашманият и др.).

Немаловажное значение для выяснения вопросов источников вещества и генезиса месторождений имеют и процессы гидротермального изменения и выщелачивания боковых пород. Установлено [3], что гидротермальному изменению (окварцевание, березитизация, серицитизация, аргиллизация, карбонатизация) подверглись в равной степени как осадочные, так и магматические вмещающие породы. При этом особое внимание было уделено нами изучению процессов березитизации, окварцевания, джаспероидизации, аргиллизации и карбонатизации, являющимся ведущими в ряду околорудных изменений и имеющим прямое отношение к формированию кварц-арсенопиритового, кварц-арсенопирит-сфалеритового, сфалерит-сульфосольно-полисульфидного и антимонит-киноварного (с мышьяком) оруденения [3]. Определенное родство процессов изменения магматических и вмещающих их осадочных пород флюидами, породившими разнотипную сульфидную (кварц-арсенопирит-сфалерит-блёклорудную и ртутно-сурьмяную с реальгаром) минерализацию, наиболее четко отмечается на комплексных (Кончоч) и комплексных золото-сульфидных (Гиждарва, Чашманият) месторождениях. Поскольку на площадях развития ртутно-сурьмяного оруденения флюорит образует значительные скопления, то происхождение флюоритовой минерализации можно связать с гидротермально-метасомотическими процессами.

Локализация резко различного по составу оруденения на месторождении Кончоч и широко проявленное телескопирование с образованием комплексных руд сложного состава характеризует рудоносные флюиды согласно [15] как “неотсепарированные”, многокомпонентные. Поступление такого рода растворов возможно в тех случаях, когда они двигаются по предварительно прогретым рудовмещающим каналам. При этом не происходит последовательного выделения тех или иных компонентов, а все они привносятся к местам локализации, где формируется сложный комплекс рудных минералов, отлагавшихся на первых этапах гидротермального процесса. Такое предположение говорит также об общности путей внедрения интрузии и последующего проникновения рудоносных растворов.

Рассматривая магматические породы как один из наиболее вероятных источников рудного вещества, обращаемся к аналитическим данным. Согласно [1], где производилось определение ртути в различных интрузивных породах из района указанного месторождения, в неизмененных порфировидных роговообманково-биотитовых гранитах Главного Гиссарского плутона содержание ртути колеблется от $2{,}5\cdot10^{-6}$ до $3{,}0\cdot10^{-6}$, в аплитовидных биотитовых гранитах (сай Паришон) оно равно $2{,}5\cdot10^{-6}$ %, в тоналитах (сай Шадон, Искандеркуль) составляет $7{,}2\cdot10^{-6}$, гранодиоритах (сай Рапевт, р. Фандарья), кварцевых диоритах и гранодиорит-порфирах (Пиндар) – 5,5-$6{,}0\cdot10^{-6}$ %. Концентрация ртути возрастает от гранитоидов Гиссарского плутона ($1{,}0\cdot10^{-6}$ %) по направлению к щелочным габброидам и базальтоидам (до $6{,}0\cdot10^{-6}$ %), а также анальцитовым диабазам (до $3{,}0\cdot10^{-6}$ %), что значительно ниже кларка этого элемента. В слабоизмененных гранит-порфирах равно $2{,}0\cdot10^{-4}$, для измененных разностей до $9{,}0\cdot10^{-3}$, а в интенсивно изменённых разностях Кончочского месторождения, расположенных в зоне Каракульского разлома, оно повышается до $3{,}0\cdot10^{-2}$ %, в гранодиорит-порфирах содержание ртути колеблется от $1{,}0\cdot10^{-5}$ в неизменённых и $5{,}1\cdot10^{-5}$ % - слабо изменённых, до $9{,}0\cdot0^{-4}$ в изменённых и $2{,}0\cdot10^{-3}$ % - интенсивно изменённых гранит-порфирах [3]. Все это однозначно указывает на то, что магматические породы, да и вмещающие осадочно-метаморфические толщи не могут служить первичным источником рудного вещества. Определяющее значение имеет также незначительное развитие магматических пород на площади Зеравшано-Гиссарского рудного поля. Если допустить, что магматические породы являются источником рудного вещества, то для образования таких количеств руд нужны в 100 или даже 1000 раз больше объемов магматитов, чем существующие. Полученные данные [3] показывают обогащенность ртутью изверженных глубинных пород, выполняющих трубки взрыва, где до недавнего времени рассматривались как продукт процессов преимущественно наложенного характера. Обнаруженная в последние годы ртутная минерализация в дайках лампрофиров и базальтоидов щелочного состава (на Кончочском, Каракульском месторождениях и т.д.) также рассматривалась в этом контексте. Однако, высокие концентрации ртути (4,4-25 г/т), наряду с другими халькофильными и литофильными элементами в мантийных метасоматитах (флюидизированные магматиты) и продуктах плавления метасоматизированной мантии – щелочных базитах [8], заставляют взглянуть на это с другой позиции. Интересная картина наблюдается и при изучении мантийных и коровых ксенолитов из различных трубок взрыва Южного Тянь-Шаня - полученные данные свидетельствуют о том, что весь литосферный разрез обогащен ртутью и другими некогерентными (рудными) элементами. Здесь возникает резонный вопрос: где находится первоисточник рудного вещества? На наш взгляд, определяющее значение имеет освещение этого вопроса на свете появления новых данных относительно глубинной геологии региона и утверждение о формирование геохимических (металлогенических) провинций в Южном Тянь-Шане и на Памире под влиянием мантийных плюмов [9].

В.И. Смирнов [13] в свое время, анализируя данные об источнике рудного вещества и генезисе гидротермальных месторождений, справедливо отмечает, что источником рудного вещества месторождений могут быть ювенильные подкоровые очаги, связанные с магмой основного состава, ассимиляционные коровые, связанные с гранитной магмой, и

инфильтрационные внемагматические, обусловленные мобилизацией рудообразующих веществ на путях циркуляции агрессивных гидротермальных растворов магматического, метаморфогенного и вадозного происхождения. По нашему мнению, сказанное дополняют идеи о сверхглубинных расплавно-флюидных плюмах, выступающих как первоисточник рудного вещества и давших начало всему этому многообразию вторичного перераспределения рудных компонентов (рудогенеза) в земной коре.

Выше было отмечено, что специфической особенностью мантийных и коромантийных метасоматитов (флюидизированных магматитов) и продуктов плавления метасоматизированной мантии (щелочных базитов) являются высокие концентрации в них литофильных и халькофильных элементов. При этом содержание редких элементов в ряде типов мантийных пород превышает региональные кларки коры и гранитоидов, в т.ч. редкометалльных [10]. Максимальные концентрации в мантийных породах (ксенолитах и щелочных базитах) Памиро-Тянь-Шаня достигают соответственно (г/т): Li – 213-953, Cs – 329-680, Rb – 201-480, F – 0.93-1.6%, B – 160, Zr – 240-535, Nb – 131-148, Ba – 1.5-13.7%, Sr – 2311-5100, U – 4-20, Th – 14-280, Sn – 50, Pb – 190-505, Hg – 4.1-25, Sb – 13.2-17.5. Более высокие содержания характерны для калиевых щелочных базитов, которые зарождались на значительной глубине, вплоть до алмазной фации. Столь высокие концентрации литофильных элементов обычно увязывают с процессами ассимиляции корового вещества. Однако, в нашем случае этими элементами обогащены и пикробазиты с высокими концентрациями Mg, Cr, Ni, указывая на глубинные (мантийные) источники рассматриваемых элементов. Высокие содержания литофильных и халькофильных элементов подтверждают возможность воздействия мантийных флюидов (расплавов) на земную кору. В частности, выявлена корреляция между содержаниями B в мантийных и коровых образованиях ($R=0.83$; $R_{1\%}=0.59$) внутри разнотипных структур. Геохимическая специализация на B, Li, Sn характерна как для зон с континентальной корой, так и в ультрабазитах – толеитах островных дуг и офиолитовых поясов, указывая на сверхглубинные (подлитосферные) источники вещества. Показательна корреляция между редкоэлементным составом мантийных метасоматитов щелочных базитов и общей геохимической (металлогенической) специализацией (Li, Cs, Sn, F, W, Pb, Ag, Sb, Hg) Южного Тянь-Шаня. Эти данные, вероятно, свидетельствуют о связи этих элементов, концентрирующихся на разных уровнях литосферы, с мантийными источниками. Видимо, региональный фон литофильных и халькофильных элементов зависел от интенсивности и длительности поступления в литосферу сверхглубинных флюидов (расплавов) плюмового типа, вызывая ее аномализацию. Формирование аномальной мантии и «коромантийной смеси» региона, прежде всего, обусловлено мощным и многократным воздействием суперплюма. Парадоксально, что для сиалической Памиро-Тянь-Шаньской провинции с преобладанием гранитоидов характерно присутствие крупных и уникальных месторождений B, Sb, Hg, Au, Ag, Pb, Cu, Zn, Li, Cs и др. [9]. Эти месторождения в основном и задают тон при определении металлогенического лица региона.

Таким образом, золоторудные, сульфидно-полиметаллические, сурьмяные, сурьмяно-ртутные и сульфид- и сурьмусодержащие оловорудные месторождения в регионе связаны с мантийными источниками, что согласуется с активно развиваемой в последние годы идеей о сверхглубинных расплавно-флюидных плюмах [4, 5, 9, 12 и др.], зарождающихся в нижней мантии или на границе ядро-мантия и их «дочерних» диапирах, которые могли оказывать заметное влияние на эндогенные процессы в верхней мантии и земной коре.

Литература

1. *Айдинян Н.Х., Могаровский В.В. и др*. К геохимии ртути в гранитоидах Гиссарского плутона // Геохимия, 1969. № 2.

2. *Блохина Н.А.* Минералогия, геохимия и условия образования золото-сульфидных месторождений в формации магнезиальных скарнов (Центральный Таджикистан). Душанбе: Дониш, 1981. 248 с.
3. *Вазиров К.В.* Ртутно -сурьмяно-золоторудная формация Центрального Таджикистана и её промышленное значение. Душанбе: Дониш, 1992. 348 с.
4. *Грачев А.Ф.* // Физика Земли, 2002. № 4. С. 3-37.
5. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН, 2001. 409 с.
6. *Ишан-Шо Г.А., Ефименко В.Н., Сохибов Ш.С.* Минералогия Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1982. Вып. 6. С. 9-16.
7. *Кухтиков М.М.* Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое Душанбе: Дониш, 1969. 289 с.
8. *Лутков В.С., Малахов Ф.А.* // Вестник Национального Университета (Серия естественных наук), 2012. № 1/2(81). С. 273-283.
9. *Лутков В.С., Малахов Ф.А.*//Вестник Национального Университета (Серия естественных наук), 2012. № 1/2(81). С. 262-265.
10. *Лутков В.С., Могаровский В.В., Луткова В.Я.* // Геохимия, 2007. № 5. С. 507-521.
11. *Палынов Ю.Д.* Новые проявления оловянно-сурьмяной минерализации на Памире // Разведка и охрана недр, 1981. №5.
12. *Рябчиков И.Д.* Геохимическая эволюция мантии Земли. М.: Наука, 1988. 37 с.
13. *Смирнов В.И.* Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых // Изв. АН СССР, серия геол., 1969. № 3.
14. *Файзиев А.Р.* Минералогия и особенности генезиса флюоритовых месторождений Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1981. 362 с.
15. *Федорчук В.П.* Геология ртути. М.: Недра, 1983. 178 с.
16. *Федорчук В.П.* Геология сурьмы. М.: Недра, 1985. 207 с.
17. *Юсупов Х.М.* Основные закономерности размещения ртутно-сурьмяного оруденения в Зеравшано-Гиссарском рудном поясе. Душанбе: Дониш, 1978. 214 с.

МИНЕРАГЕНИЯ И ГЕОДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕКТОРА СЕВЕРА ЕВРАЗИИ В ГЕОПОЛЯХ, МАГМАТИЗМЕ И РАЗЛОМНО-БЛОКОВОЙ ТЕКТОНИКЕ

Виноградов А.М.[1] , Малышев А.И.[2]

[1]*ФГБОУ ВПО «УГГУ», г. Екатеринбург, gopm@mail.ru*

[2]*Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург*

Рассматриваемая территория – предмет повышенного внимания геологического сообщества в последние 60-70 лет. В результате активной и напряженной работы геологов, геофизиков, геохимиков этот регион превратился в наиболее изученную провинцию планеты с уникальными запасами основных полезных ископаемых. Однако, до сих пор не существует единой позиции о природе планетарной индивидуальности и аномальности ресурсов и запасов месторождений различных типов полезных ископаемых. В этом видится ещё не раскрытый потенциал и уверенность в целесообразности разработки и реализации новых гипотез и теоретических установок о локализации прогноза и поисков, прежде всего крупных месторождений полезных ископаемых. Цель доклада – обозначить значимость изучения структуры геополей для познания минерагении и геодинамики региона.

1. В пределах Центрального сектора севера Евразии выделены четыре магматических серии, последовательно сменяемые во времени, определяющие инъективные проявления в земной коре и находящие отражение в строении аномальных распределений магнитного и гравитационного полей [5]. Первая – ранне-среднепалеозойская базитовая, базит-гипербазитовая серия; вторая – позднепалеозойские гранитоидные плутоны; третья – познепалеозойские-мезозойские траппы базальтов; четвертая – мезозойско-кайнозойские еще недостаточно изученные флюидо-магматические дискретные проявления различного состава. Серии объединяются в объеме Урало-Западно-Сибирской тектоно-магматической системы (ЗСТМС) двумя циклами проявления – палеозойским завершенным (первые две серии) и незавершенным – мезозойско-кайнозойским (вторые две), и объясняются связью с нижне-мантийным плюмом [4]. Известная аномальная рудная и углеводородная генерации в пределах ЗСТМС с учетом теоретических разработок в области эволюции газовой фазы эндогенных флюидов весьма вероятно взаимосвязаны [8]. Они локализуются в рудных узлах фемической специализации, в салических блоках с соответствующей рудной специализацией и сквозной серией серно-углеводородной минерагении, наложенной на фанерозойские осадочные бассейны, формируемые вдоль Урало-Оманской ступени геопотенциала.

2. Природа ступени не ясна, но очевидна её связь с перераспределением вещества на мантийном уровне. Рельефны секущие деформации ступени. При детальном анализе уже в гравитационных полях они распадаются на более локальные проявления. Так в Урало-Эмбинской провинции такая деформация фиксируется в аномальном поле силы тяжести в трех секущих зонах: Ишимбай-Магнитогорск-Кустанай, Оренбург-Орск-Бурыктал, Эмба-Иргиз. Эти зоны нами относятся к категории скрытых тектонических дислокаций [6]. Наиболее выражена Оренбургская зона. Вдоль неё расположен целый ряд уникальных минерагенических проявлений: газоконденсационные месторождения Оренбургского вала, хромиты Кемпирсайских месторождений, колчеданы Гайского и других месторождений, кобальт-никелевые месторождения Бурыктала, золото и редкие металлы Кумакского и Аниховского районов. Приведенные особенности связи скрытых зон тектонических дислокаций с разнообразными минерагеническими проявлениями требуют объяснения. Представляется, что оно должно развиваться в трех основных направлениях: в связи с глобальными глубинными процессами, получившими отражение в структурах земной коры через минерагенические проявления (по аналогии с распределением золота «Карлинского типа»); с учетом региональных геодинамических режимов развития лито-

сферы и формированием структурно-формационных зон земной коры; в подчинении термодинамическим условиям, регулирующим химические процессы в верхней части земной коры, ответственные за распределение и перераспределение аномальных концентраций минеральных ресурсов. С таких позиций рассматривается феномен единства и разнообразия аномальных минеральных проявлений на рассматриваемой территории.

3. Проблема изучения минерагении региона с выявлением, прежде всего, районов с крупномасштабными месторождениями существенно связана с прослеживанием разломных структур с необходимостью их типизации и разномасштабного ранжирования. При этом теоретические модели должны быть согласованы с фактическими наблюдениями, а в крайнем разнообразии пространственно-временных соотношений приходиться принимать модели, которые можно формализовать некоторым набором условных обозначений в принятых масштабах составляемых карт (. . . , 1:200000, 1: 500000, 1:1000000, 1:2500000,. . .). Здесь невозможно обойтись без учета подобия (фрактальности) разномасштабных моделей. В разломных структурах разных иерархических уровней организации выделяются три основных элемента: разрывы – прямолинейные границы с признаками смещения по ним; разрывные нарушения – системы сопряженных разрывов с набором устойчивых характеристик, разграничивающих отдельные блоки; собственно разломы – линейные или дугообразные зоны упорядоченности блоковых и инъективных структур с признаками общности, отличной от общности сопряженных блоков. Из перечисленных элементов формируются структуры глобального (Урало-Оманский линеамент), регионального (Главный Уральский разлом), локального мелкомасштабного (Теренсайский разлом сопряжения Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон и др.), среднемасштабного (грабен - синклинальные приразломные системы и др.), крупномасштабного (клавишные горст-грабеновые системы разрывов, разрывы вулкано-купольных структур и др.) уровней. При изучении же природы разломной тектоники можно выделить три приоритетных направления и, соответственно, три исходных модели: 1 – ротационная гипотеза структурообразования в модели разломных структур с такими характеристиками как прямолинейность, ортогональность, выдержанность расстояний между разрывами различного порядка (К.Ф. Тяпкин и др.); 2 – самоорганизация природных систем за счет энергии поступающей извне с моделью иерархического распределения блоковых отдельностей вещества с некоторой статистической устойчивостью кратности размеров (М.А. Садовский и др.); 3 – гипотеза о флюидо-магматической колонне с моделью формирования магмозаполненных блоков, сосуществующих с амагматичными (И.А. Зотов и др.). Многие природные разломные структуры рассматриваемой территории описываются с учетом отмеченных гипотез. Предложенная сводная теоретическая модель [4], несмотря на кажущуюся простоту, объясняет природу многих наблюдаемых ситуаций. Из сводной модели вытекают следующие выводы, согласующиеся с известными геотектоническими положениями: 1) ярусность (слоистость) тектоносферы; 2) разделение ярусов по преобладающим размерам отдельностей; 3) структурная связь нижележащих ярусов с вышележащими; 4) наличие сквозных структур и структур экранирования; 5) множественность структурных соотношений входящих в модель элементов, достаточная для структуризации многих природных ситуаций на глобальном и региональном уровнях тектогенеза.

4. Приведенные фактические и теоретические положения позволяют предложить [4, 5], следующую модель связи глобальных и региональных структур ЗСТМС. Восходящий нижнемантийный плюм предположительно переместился за палеозойское время с севера на юго-юго–восток (в современных координатах) на расстояние порядка 1000 – 1500 км. С учетом строения обрамления Западно-Сибирской плиты флюидо-энергетический поток плюма находился в трех основных последовательных режимах. Раннему режиму свойственно растяжение, сопровождаемое в земной коре рифтовыми квазиспрединговыми структурами с толеитовым магматизмом. Зрелый режим характеризуется чередованием сжатия и растяжения с дифференциацией промежуточных магматических очагов и вулканизмом островодужного типа. Эти режимы распространялись сначала по обрамле-

нию мегазоны, а затем по направлению к её центру и вдоль концентрических структурных зон, сопровождаясь, в силу перемещения плюма, перескоками магмовыводящих разломов на разные уровни магмогенерации. В заключительный этап в условиях нарастающего сжатия первичная структура деформирована, а остывающий диапир определил энергетический поток в верхнюю часть литосферы, вызвав позднепалеозойский региональный метаморфизм с формированием ареала гранитных плутонов. В условиях существенной перестройки геодинамического плана планеты, отмеченного широким проявлением траппов на границе перми и триаса, произошел раскол стабилизированной части Евразиатского континента со стороны Карского моря с образованием наложенного на рассматриваемую палеозойскую тектоно-магматическую систему Обского грабен-рифта. В изложенной схеме формирования ЗСТМС большое значение придается как восходящим, так и нисходящим конвенктивным потокам. В результате сформировалась тектонопара, выразившаяся в сопряженном воздымании Казахстанской части и прогибании на месте Западной Сибири. В дальнейшем сформированный в пределах последней доюрский фундамент перекрывался осадочными плитными комплексами, и имели место проявления разломно-блоковой тектоники с дискретными флюидо-магматическими прорывами, связанными, вероятно, со сдвиговыми напряжениями в связи с правым поворотом Сибирской платформы [9]. Данная модель вписывается, с позиций плюм-тектоники, в планетарную геодинамическую систему планеты.

5. Современные представления о глобальной тектонике в преломлении через наши представления региональной геодинамики рассматриваемой территории позволяют сделать заключение о наложениях здесь двух явлений. Глобальных – это флюидо-энергетические мантийные потоки, определяющие скрытую полигенность и полихронность в распределении полезных ископаемых в земной коре, и региональных – это флюидо-магматические потоки, контролирующие режимы развития ЗСТМС со спецификой магматизма, тектоники и соответственно минерагении. При этом мантийные флюидо-энергетические потоки наложены на флюидо-магматические проявления в литосфере, а в отрыве от них отражаются в скрытых зонах секущих тектонических дислокаций. Выход флюидопотоков в верхнию часть земной коры проявляется через минеральные аномалии, контролируемые химическими реакциями, возможными в сложившихся РТ условиях. Выполненные теоретические разработки [8] раскрывают эту позицию. Заметим, что под флюидными потоками понимается перемещение летучих соединений в эндогенных условиях, которое может осуществляться как путем молекулярной диффузии этих соединений, так и посредством миграции мобильных газов и газово-жидких обособлений. Миграция флюидного конденсата происходит по сообщающимся порам и трещинам, зонам тектонических нарушений или путем перемещения (всплывания) газово-жидких обособлений в маловязких магматических расплавах. Миграция газовой фазы эндогенных флюидов осуществляется, дополнительно к вышеперечисленному, еще и путем прямой молекулярной диффузии сквозь растворы, расплавы и кристаллическую решетку минералов горных пород. Заметим при этом, что скорость молекулярной диффузии повышается с ростом температуры и давления, что делает эту форму перемещения флюидного вещества наиболее благоприятной для условий высокотемпературных эндогенных процессов. Исключительную роль от ядра Земли до верхнего слоя земной коры, по мнению А.И. Малышева [8], принадлежит сере и зонам серной отгонки. При этом в литосфере в порядке понижения температуры им выделяется три геохимические области, имеющие важнейшее практическое значение: 1) Область сброса серного конденсата. С ней связано образование многих рудных месторождений, а в той части, где она примыкает к барьеру водной нейтрализации, происходит формирование эндогенных месторождений собственно самородной серы. 2) Область зон водной отгонки, приводящая к появлению на пути эндогенных флюидов барьера нейтрализации и последующего зарождения волны повышенной кислотности. Ключевое значение эта зона имеет для формирования гидротермальных, золоторудных и кварцевых месторожде-

ний. 3) Область зон сероводородной и углекислотной отгонки, имеющая ведущую роль в эндогенном формировании месторождений углеводородного сырья.

6. Сопоставление изложенной схемы магматизма и палеогединамики рассматриваемого региона с распределением известных месторождений нефти и газа приводит к уже, видимо, тривиальным заключениям о полигенном и полихронном их образовании. С самых общих позиций («отрубай всё лишнее» – принцип Оккама, но «не более того» – замечание А.Эйнштейна) критерии прогнозирования поисков этих месторождений группируются в трех главных направлениях – выделение экранов, резервуаров-коллекторов, путей миграции флюидо-газовых потоков. Этот процесс касается двух этажей углеводородогенерации (УВГ). Верхнего мезозойско-кайнозойского с месторождениями в пликативных и блоково-пликативных структурах Западно-Сибирского осадочного бассейна, и палеозойского фундамента, где вероятно сохранились скопления нефти и газа в экзотических резервуарах, о масштабах которых мы можем строить теоретические прогнозы. Верхний этаж УВГ связан с динамикой формирования третьей и четвертой серий магматизма в осадочном бассейне Западной Сибири, и мощного флюидо-газового потока, обратного нисходящему погружению литосферы, обязанному конвективной ячейке мантийного плюма ЗСТМС. Нижний этаж в объеме осадочных бассейнов фундамента с учетом отмеченного выше заслуживает выделения наиболее продуктивных участков. Однако, здесь наблюдается крайне разнообразное множество возможных вариантов экранов, резервуаров-коллекторов, флюидо-энергетических потоков, формирующих и разрушающих прогнозные скопления углеводородов. Приведем лишь одно, на наш взгляд, принципиально важное направление для прогнозирования месторождений нефти и газа в пределах Центрального сектора севера Евразии [7]. Это структуры в фундаменте мезозойско-кайнозойских осадочных бассейнов, представленные блоками, ограниченными дизъюнктивными и инъективными разломными дислокациями, скрепленные магматитами первой серии. Ядра этих блоков вмещают гранито-генейсовые купола и крупные массивы гранитоидов второй серии магматизма. В пределах ЗСТМС такие структуры весьма многочисленны [5].

7. В качестве примера приводятся пространственно отпрепарированные по данным детальных геофизических съемок ранее выделенные структуры отмеченного типа [3,6]. Это структуры вдоль Оренбург-Орск-Бурыктальской зоны скрытых региональных тектонических дислокаций. Заметим, что это единственное на Урале широтное пересечение, на котором эррозией косым срезом вскрывается весь разрез палеозойского фундамента, уходящего на север и северо-восток под осадочные отложения мезозоя-кайнозоя Западной Сибири. Здесь, в впервые выделенных по геофизическим данным блоках, расположены гранитоидные массивы. Их форма и вертикальная мощность разнообразны. Различаются они и по уровню эрозионного среза. Так Айкинский слабо эродированный массив имеет вертикальную мощность 15 км. Средне-Кумакский массив, также слабо эродированный, выклинивается на глубине 2 км. Площадь проекций массивов разнообразна. Самый крупный Аниховский массив слабо эродирован и при вертикальной мощности до 6 км охватывает блок практически полностью, при площади порядка 900 км^2. В подошве этого массива вероятнее всего запечатаны и переработаны самые разнообразные осадочные, вулканогенно-осадочные толщи. Здесь можно ожидать резервуары коллекторов, заполненные нефтью и газом. В блоке, включающем эродированный Суундукский массив с вертикальной мощностью порядка 8 км и крутыми границами с вмещающими толщами, трудно ожидать запечатанные крупные резервуары коллекторов. Для этой структуры вблизи контактовых частей по данным интерпретации физических полей закартированы необычные линейные и ортогональные структуры разуплотнения пород, к ним тяготеют месторождения тонкодисперсного золота и рудопроявления редких металлов [1]. Эти структуры являются рудоконтролирующими. Весьма вероятно, в определенное время они являлись путями выноса флюидопотоков, определивших разрушение резервуаров-ловушек в подошве гранитоидов, или были сквозными каналами их прохождения в кровлю с зафиксированными ураганными геологическими запасами в рудопроявлениях редких металлов [2].

Данные примеры, безусловно, требуют более полного развития в модельно-теоретическом отношении с последующей специализированной проверкой сейсмическими наблюдениями и бурением. Однако, очевидна перспектива этого направления исследований при поисках новых типов месторождений нефти и газа в подобных структурах сопряжения Урала и Западной Сибири и с изучением фундамента углеводородных осадочных бассейнов Центрального сектора севера Евразии.

Литература

1. *Баранников А.Г., Бушарина С.В., Виноградов А.М.* Кировское месторождение – новый тип золотого оруденения на Южном Урале // Изв. УГГГА. Сер. Геол. геоф., 2002. Вып.15. С. 83-90.
2. *Большов В.А., Виноградов А.М.* Методика поисков редкометального оруденения штокверкового типа в пределах Восточно-Уральского поднятия. // Разведка и охрана недр, № 5, 1967.
3. *Виноградов А.М.* Форма и тектоническое положение интрузий гранитной формации на Южном Урале (по геофизическим данным). // Советская геология, № 11, 1971.
4. *Виноградов А.М., Рапопорт М.С., Рыжий Б.П., Сериков Л.И.* Положение Урала в структурах Евразии // ДАН, 1999. № 4. С. 512-515.
5. *Виноградов А.М.* Структура магматических серий и глубинное строение Центрального сектора севера Евразии // Вулканизм и геодинамика: Материалы II Всероссийского симпозиума. Екатеринбург. ИГГ УрО РАН, 2003. С. 619-622.
6. *Виноградов А.М.* Геополя и колчеданы Южного Урала. Екатеринбург:УрО РАН, 2004. 186 с.
7. *Леонов М.Г.* «Холодная» тектоника гранитных массивов в связи с их потенциальной нефтегазоносностью // Материалы Всероссийской научной конференции «Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности. Тюмень – Новосибирск, 2008. С. 141-143.
8. *Малышев А.И.* Физико-химическая эволюция высокотемпературных эндогенных флюидов и её значение для формирования месторождений полезных ископаемых. // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. С. 840-855.
9. Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет земной группы. Под ред. П.С.Воронова. СПб.: Наука, 1997. 591 с.

КОМБИНАЦИИ ПРОСТЫХ ФОРМ И ДУАЛЬНЫЕ ПОЛИЭДРЫ

Войтеховский Ю.Л.
Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты

Введение

В [3, 4] подробно изложен алгоритм акад. Е.С. Фёдорова генерирования полного комбинаторного многообразия выпуклых полиэдров из тетраэдра, и приведены результаты его компьютерного использования, составляющие на сегодня мировой рекорд в части характеризации полученных форм точечными группами симметрии, а не порядками групп автоморфизмов, как это принято в математике. Тем самым результаты приспособлены для применения в области кристаллографии и минералогии и фактически составляют комбинаторно-геометрическое основание классической кристалломорфологии. В [1, 2] показано применение авторских подходов к перечислению полных комбинаторно-геометрических многообразий некоторых простых форм, а также комбинации куба и октаэдра, что важно, в частности, для описания природных кристаллов алмаза. Сводные таблицы, характеризующие многообразия выпуклых полиэдров по комбинаторным типам и, в особенности, по точечным группам симметрии, позволяют сформулировать множество математических и кристалломорфологических вопросов (табл. 1). Один из них – о дуальных полиэдрах, их многообразиях и комбинациях простых форм – рассматривается в этой статье. По сути, оказывается, что теория комбинаций простых форм не исчерпана.

Таблица 1. Числа комбинаторно различных выпуклых полиэдров с F гранями и V вершинами. Выделены классы полиэдров, изученные Е.С. Фёдоровым [5] при апробации оригинального алгоритма, оптимизированного в [3, 4].

↓F, V→	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**	**13**	**14**	**15**	**16**
4	**1**												
5		**1**	**1**										
6		**1**	**2**	**2**	**2**								
7			**2**	**8**	**11**	**8**	**5**						
8			2	11	42	74	76	38	**14**				
9				8	74	296	633	768	558	219	**50**		
10				5	76	633	2635	6134	8822	7916	4442	1404	233
11					38	768	6134	25626	64439	104213	112082	79773	36528
12					14	558	8822	64439	268394	709302	1263032	1556952	1338853

Продолжение табл. 1.

↓F, V→	**16**	**17**	**18**	**19**	**20**	**22**	**24**	**26**	**28**
10	233								
11	36528	9714	1249						
12	1338853	789749	306470	70454	7595				
13						49566			
14							339722		
15								2406841	
16									17490241

Дуальные и автодуальные полиэдры и их многообразия

В табл. 1 показаны числа комбинаторно различных выпуклых полиэдров с F гранями и V вершинами. Поразительно, как быстро нарастает многообразие с ростом числа вершин. Таблица симметрична относительно главной диагонали, т.е. числа полиэдров в классах (F, V) и (V, F) равны в силу дуального перехода, понятного из рис. 1 на примере тетраэдра: если на гранях полиэдра взять по точке и соединить отрезками те, и только те из них, которые лежат на смежных гранях, то получится полиэдр, дуальный исходному (будем говорить, что исходный полиэдр переходит в себя же). Для тетраэдра дуальным является также тетраэдр (тетраэдр переходит в себя), что выделяет его – и без того замечательного (симплекс, одно из платоновых тел, высокая симметрия -43m) – в особый род полиэдров. Обобщая, назовём автодуальным полиэдр, для которого дуальный имеет тот же комбинаторный тип. На рис. 1 показаны дуальные преобразования других платоновых тел: куб и октаэдр (m-3m) переходят друг в друга, додекаэдр и икосаэдр (-5-3m) – друг в друга. При этом многообразие платоновых тел переходит в себя. На этом основании назовём автодуальным многообразие полиэдров, переходящее в себя при дуальном преобразовании каждого из них. Автодуальные многообразия устроены одинаково – из автодуальных индивидов и пар дуальных полиэдров. Есть ли другие, естественным образом определённые автодуальные многообразия полиэдров? Одним из таковых является полное многообразие выпуклых полиэдров – просто потому, что в нём каждый полиэдр переходит в некоторый полиэдр того же многообразия. Очевидно, бесконечное множество автодуальных многообразий образуют классы полиэдров с F = V = 4, 5, 6 … (табл. 2).

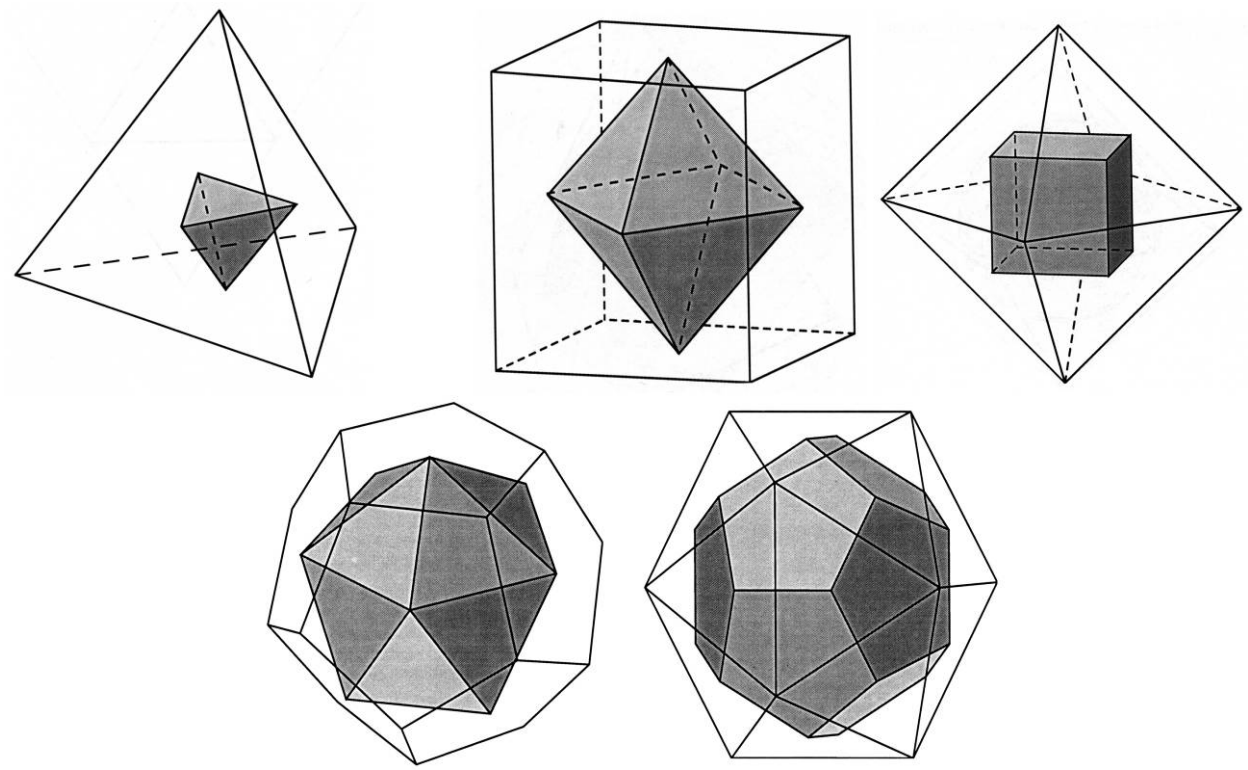


Рис. 1. Дуальные переходы платоновых тел.

Понятно, что класс (F, V) = (4, 4) образован тетраэдром (рис. 1). Но каким полиэдром образован класс (5, 5)? Из [3] легко извлекаем, что это – тетрагональная пирамида (в геометрическом смысле, т.к. кристаллографическая пирамида мыслится без основания и, по сути, полиэдром не является). Всякая пирамида автодуальна. На этом основании назовём пирамидальными многообразия полиэдров с F = V. Но только ли пирамиды автодуальны в автодуальных многообразиях F = V? Совсем нет. Так, автодуальный класс (6, 6)

состоит из двух полиэдров (табл. 2). Но один из них – пирамида. Следовательно, и второй полиэдр непременно автодуален (рис. 2).

Таблица 2. Автодуальные многообразия полиэдров с F = V (выделены) образуют диагональ таблицы.

↓F, V→	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
4	**1**												
5		**1**	1										
6		1	**2**	2	2								
7			2	**8**	11	8	5						
8			2	11	**42**	74	76	38	14				
9				8	74	**296**	633	768	558	219	50		
10				5	76	633	**2635**	6134	8822	7916	4442	1404	233
11					38	768	6134	**25626**	64439	104213	112082	79773	36528
12					14	558	8822	64439	**268394**	709302	1263032	1556952	1338853

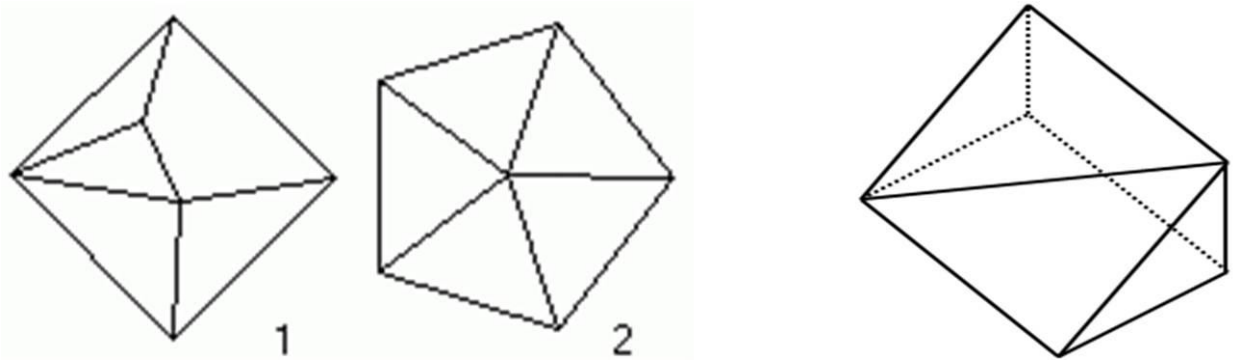


Рис. 2. Автодуальное многообразие (6, 6) в проекции Шлегеля на одну из граней полиэдра [3]. № 2 – пентагональная пирамида, № 1 – по необходимости автодуальный 6-эдр. Справа – он же в «расправленном» виде.

Аналогично проанализируем автодуальное многообразие (7, 7) из восьми полиэдров (табл. 2, рис. 3). Полиэдр № 8 – гексагональная пирамида. Есть ли среди №№ 1-7 автодуальные полиэдры? Чтобы ответить на этот вопрос, рассмотрим их точечные группы симметрии [3]: 1 (№№ 1, 6), 2 (№ 2), m (№№ 3, 7), 3m (№№ 4, 5), 6mm (№ 8). (Они характеризуют полиэдры, расправленные в 3D, а не их прекции Шлегеля на рис. 3.) Легко видеть, что уникальными являются полиэдры № 2 (т.г.к.с. 2) и № 8 (т.г.к.с. 6mm). В пределах автодуального многообразия (7, 7) им нет дуальной пары. Поэтому они автодуальны. Если № 8 – легко узнаваемая в проекции Шлегеля пирамида, то автодуальность полиэдра № 2 не очевидна. Анализ точечных групп комбинаторной симметрии сыграл в его распознавании решающую роль. Эффективность этого приёма мы используем в дальнейшем. Есть ли автодуальные полиэдры среди №№ 1, 3-7? Для исследования этого вопроса эффективным шагом является анализ гранных (г.с.) и вершинных символов (в.с.) полиэдров, показывающих, соответственно, последовательности n-угольных граней и n-валентных вершин. При дуальном переходе гранный символ исходного полиэдра переходит в вершинный символ дуального, и наоборот. У автодуального полиэдра оба символа должны совпадать. Это необходимое, но не достаточное условие. Приведём гранные и вершинные символы для полиэдров №№1, 3-7. Т.г.к.с. 1: № 1 – г.с. 43, в.с. 43; № 6 – г.с. 511, в.с. 511. Т.г.к.с. m: № 3 – г.с. 43, в.с. 511; № 7 – г.с. 511, в.с. 43. Т.г.к.с. 3m: № 4 – г.с. 43, в.с. 43; № 5 – г.с. 43, в.с. 43. Понятно, что №№ 1 и 6 – автодуальные полиэдры, №№ 3 и 7 – пара дуальных полиэдров. Предоставим читателю решить вопрос об автодуальности или дуальности пары

полиэдров №№ 4 и 5. Известные критерии вопрос не решают. Вероятно, нужно попросту расправить их проекции Шлегеля (рис. 3) в 3D и построить для каждого дуальный полиэдр, закончив анализ их визуальным сравнением.

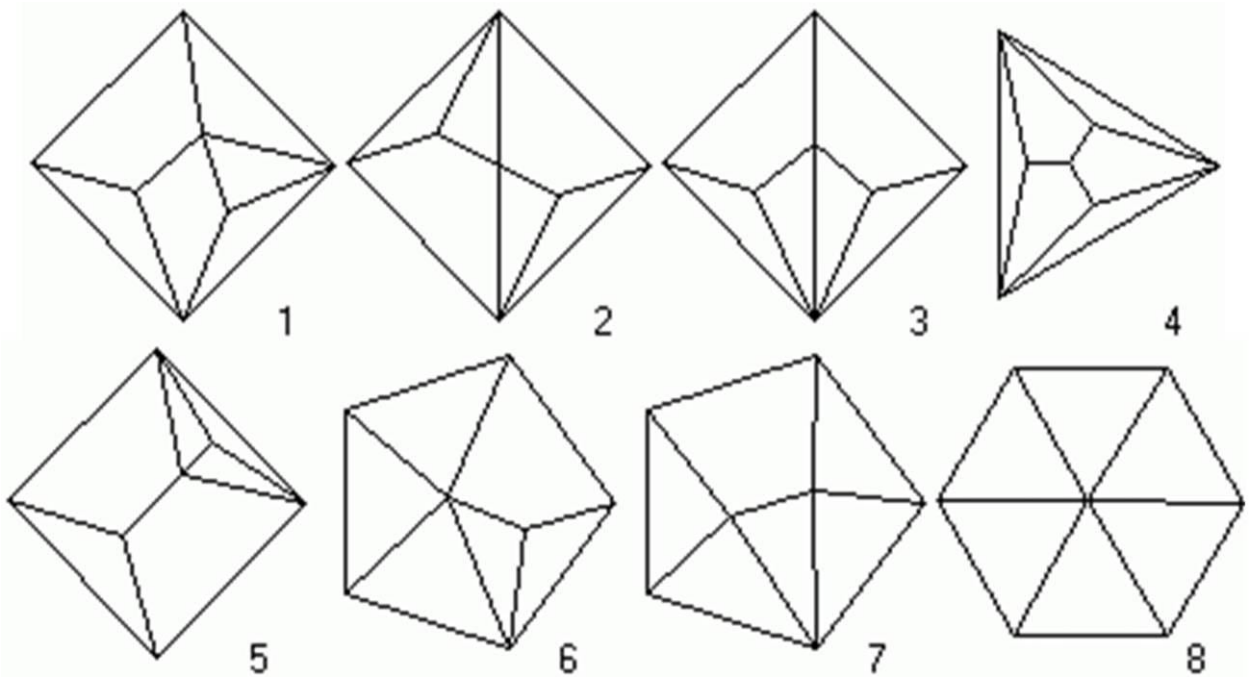


Рис. 3. Автодуальное многообразие (7, 7) в проекции Шлегеля на одну из граней полиэдра [3].

Таблица 3. Простые формы низших сингоний.

Название простой формы	Триклинная		Моноклинная			Ромбическая		
	Класс							
	1	$\bar{1}$	2	m	$2/m$	222	$mm2$	mmm
Моноэдр (1)	+		+	+			+	
Пинакоид (2)		+	+	+	++	+	+	+
Диэдр (2)			+	+			+	
Пирамида ромбическая (4)							+	
Призма ромбическая (4)					+	+	+	+
Тетраэдр ромбический (4)						+		
Бипирамида ромбическая (8)								+

Примечание. Число, стоящее рядом с названием простой формы, указывает количество ее граней, знак плюс — наличие той или иной простой формы в данном классе, два плюса — наличие двух различных по симметрии граней простых форм.

Подведём итог сказанному о дуальных и автодуальных выпуклых полиэдрах и их многообразиях. В диапазоне от примитивного (содержащего 1 полиэдр, например, симплекс или класс (5, 5), табл. 2) до бесконечного (полное многообразие выпуклых полиэдров) существует бесконечно много автодуальных многообразий (например, платоновы тела, классы $F = V > 5$), устроенных одинаково – из автодуальных полиэдров (их бесконечно много, например, все пирамиды) и дуальных пар. Число дуальных (но не автодуальных) многообразий также бесконечно (например, все классы (F, V) и (V, F) при $F \neq V$). При анализе дуальных полиэдров важнейшую роль играют точечные группы комбинаторной симметрии (у дуальных полиэдров они совпадают), а также гранные и вершинные

символы (у дуальных полиэдров гранный символ одного совпадает с вершинным – другого, у автодуального полиэдра они совпадают).

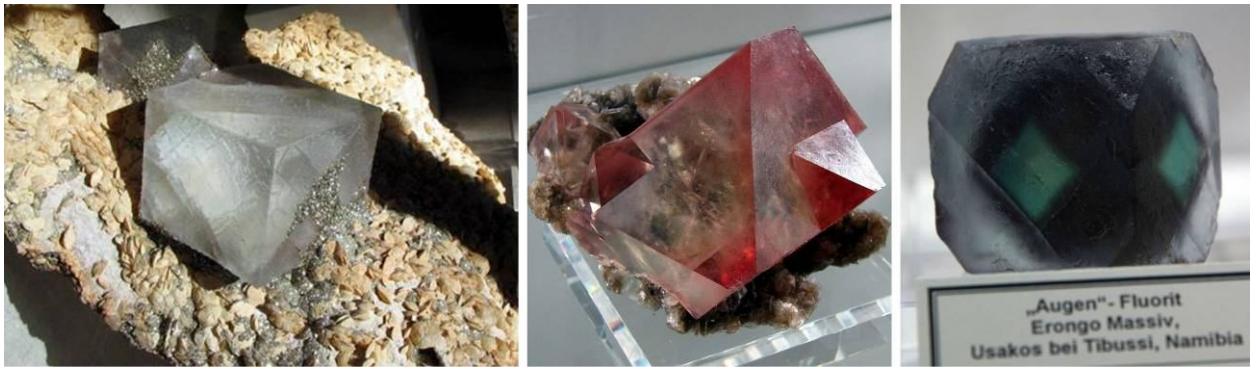


Рис. 4. Кубические, октаэдрические и кубооктаэдрические кристаллы флюорита [http://geo.web.ru/druza/L-Dalnegor_M.htm, http://geo.web.ru/druza/m-flu_33-pg138.htm].

Дуальность и автодуальность простых форм и их комбинаций

Рассмотрим многообразия полиэдрических простых форм в 32 кристаллографических классах с точки зрения их автодуальности. Вопрос стоит следующим образом: все ли дуальные формы реализуются ли в кристаллографических классах? По-видимому, он никогда ранее не обсуждался, хотя представляет интерес. Действительно, каждый из трёх тетраэдров автодуален, куб и октаэдр – дуальные формы – широко проявлены на кристаллах и часто сменяют друг друга в процессе роста (рис. 4).

В низшей категории, ромбической сингонии, есть лишь две полиэдрические формы: тетраэдр (класс 222) и бипирамида (mmm). Но тетраэдр автодуален, поэтому класс 222 может считаться автодуальным. По той же причине автодуален класс - 4 тетрагональной сингонии, из полиэдрических простых форм содержащий лишь тетрагональный тетраэдр. Класс mmm преподносит первый сюрприз: бипирамида дуальна геометрической призме, которая эквивалентна комбинации кристаллографической призмы и пинакоида, присутствующих в классе. То есть, класс mmm может считаться автодуальным, если комбинацию призмы и пинакоида включить в список форм явно! То же можно сказать про классы 4/m (тетрагональная бипирамида + тетрагональная призма + пинакоид) и 4/mm (дитетрагональная бипирамида + дитетрагональная призма + тетрагональная бипирамида + тетрагональная призма + пинакоид) тетрагональной сингонии, а также классы -6 (тригональная бипирамида + тригональная призма + пинакоид), 6/m (гексагональная бипирамида + гексагональная призма + пинакоид), -6m2 (гексагональная бипирамида + гексагональная призма + дитригональная бипирамида + дитригональная призма + тригональная бипирамида + тригональная призма + пинакоид) и 6/mmm (дигексагональная бипирамида + дигексагональная призма + гексагональная бипирамида + гексагональная призма + пинакоид) гексагональной сингонии. В качестве иллюстрации сосуществующих бипирамид и дуальных им комбинаций призм и пинакоидов покажем замечательные формы кристаллов топаза (рис. 5).

Простые формы кубической сингонии предоставляют для анализа ещё более богатые факты. Очевидно, кубический тетраэдр автодуален, а куб и октаэдр образуют дуальную пару. Но в этой очевидности кроется загадка. В классах 23 и -43m куб есть, но октаэдра нет (табл. 4). Значит, эти дуальные формы в указанных классах не реализуются? Выход видится в том, что октаэдр получается комбинацией двух тетраэдров, присутствующих в этих классах. В качестве более сложных ситуаций рассмотрим классы 432 и m-3m (выделены), изобилующие формами с большим числом граней. Их дуальные переходы показаны на рис 6-11. Как видно, все дуальные формы суть комбинации куба, октаэдра, ромбододекаэдра и (в одном случае) пентагонтриоктаэдра. То есть, эти классы можно счи-

тать автодуальными, если явно определить в них указанные комбинации. Классы симметрии 23, m3 и m-3m пока не исследованы.



Рис. 5. Комбинация ромбической бипирамиды, ромбической призмы и пинакоида на кристаллах топаза [http://geo.web.ru/druza/m-topaz-F.htm].

Таблица 4. Простые формы кубической сингонии.

Название простой формы	Класс				
	23	$m3$	432	$\bar{4}3m$	$m\bar{3}m$
Тетраэдр (4)	+			+	
Гексаэдр (6)	+	+	+	+	+
Октаэдр (8)		+	+		+
Ромбододекаэдр (12)	+	+	+	+	+
Пентагондодекаэдр (12)	+	+			
Тригонтритетраэдр (12)	+			+	
Тетрагонтритетраэдр (12)	+			+	
Пентагонтритетраэдр (12)					
Гексатетраэдр (24)				+	
Тригонтриоктаэдр (24)		+	+		+
Тетрагонтриоктаэдр (24)		+	+		+
Пентагонтриоктаэдр (24)			+		
Тетрагексаэдр (24)			+	+	+
Дидодекаэдр (24)		+			
Гексоктаэдр (48)					+

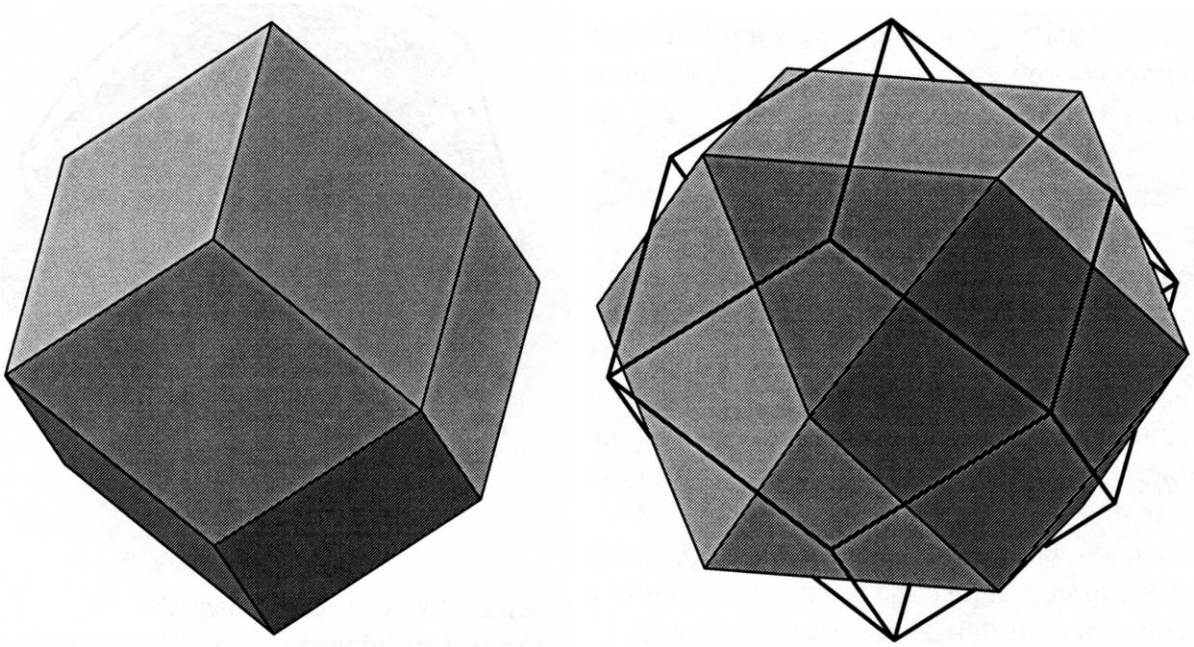


Рис. 6. Ромбододекаэдр дуален комбинации куба и октаэдра (архимедову кубооктаэдру).

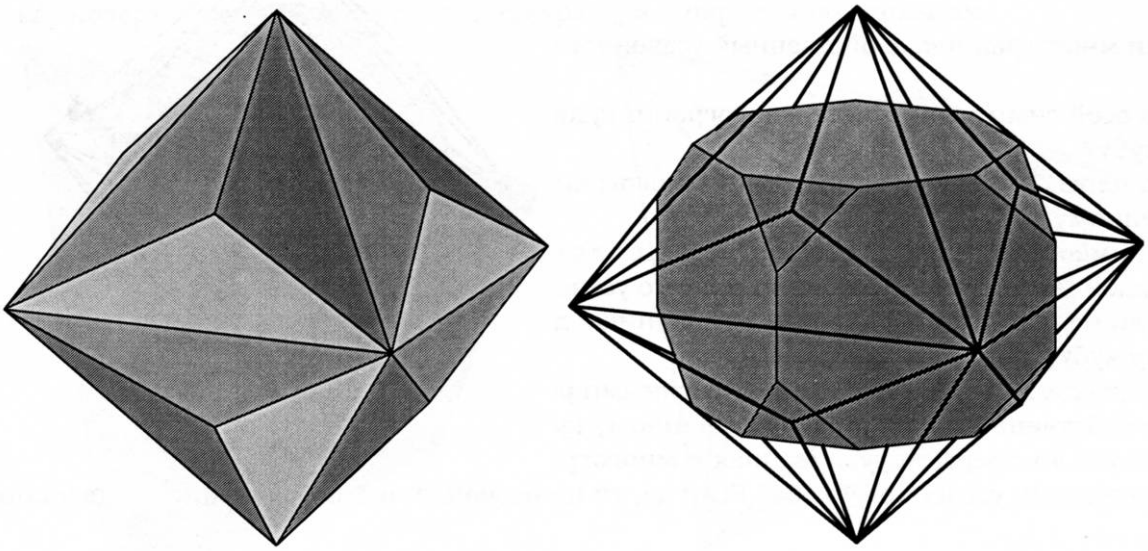


Рис. 7. Тригонтриоктаэдр дуален кубу, усечённому гранями октаэдра.

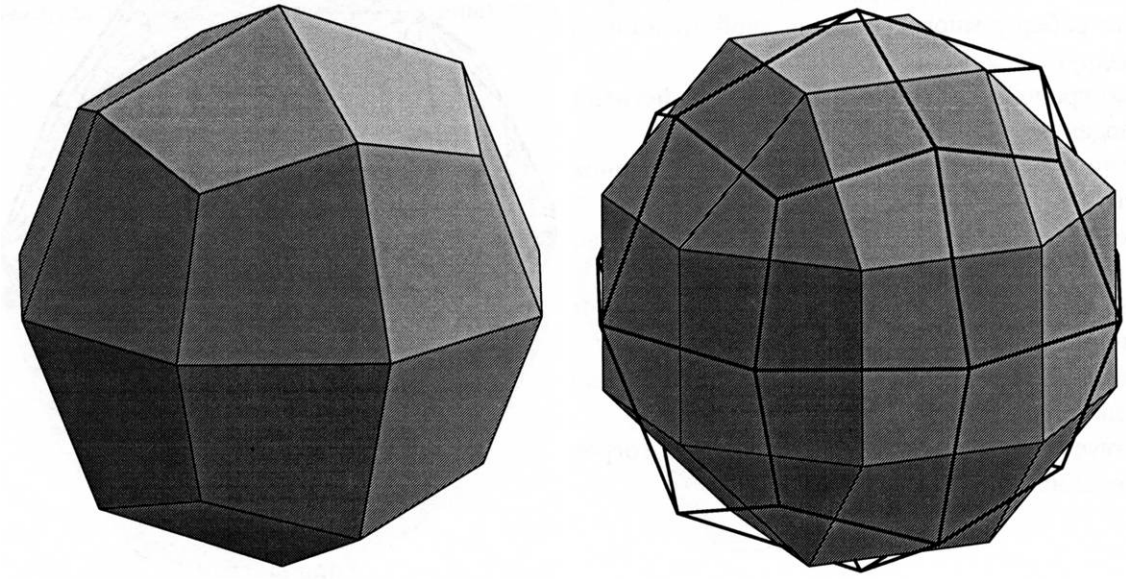


Рис. 8. Тетрагонтриоктаэдр дуален комбинации куба, октаэдра и ромбододекаэдра.

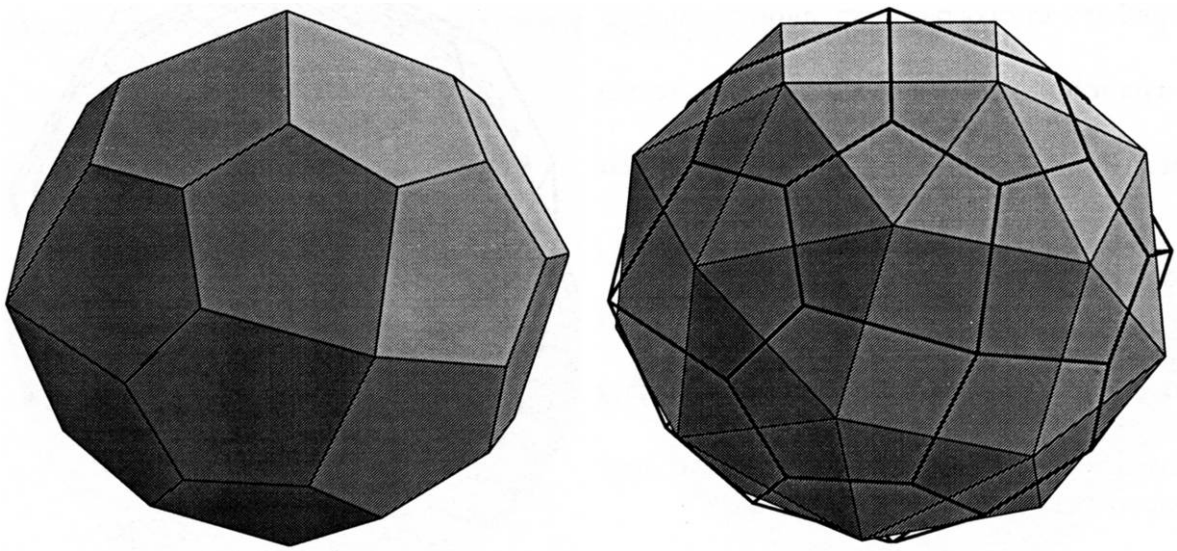


Рис. 9. Пентагонтриоктаэдр дуален комбинации куба, октаэдра и (!) пентагонтриоктаэдра.

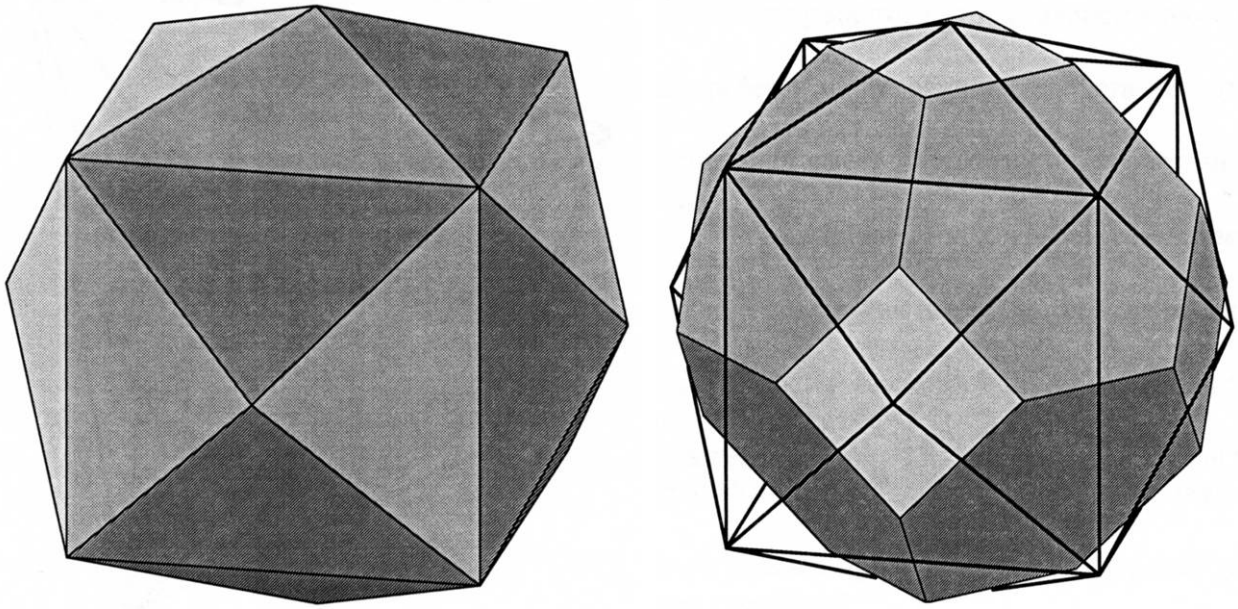


Рис. 10. Тетрагексаэдр дуален октаэдру, усечённому гранями куба.

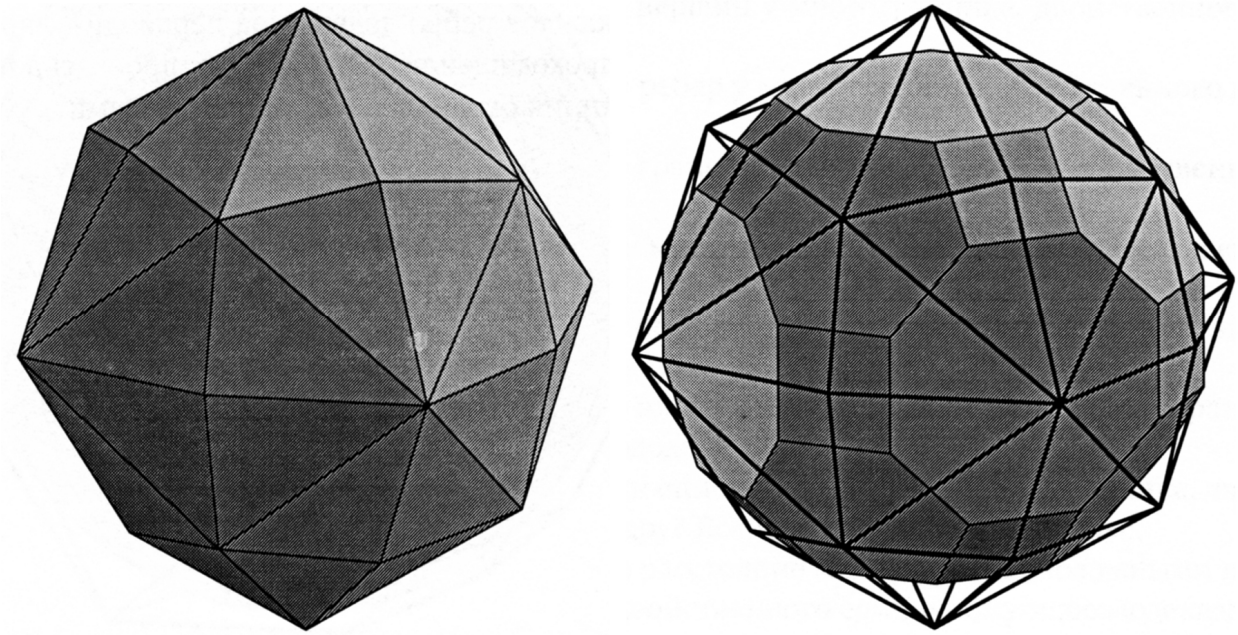


Рис. 11. Гексоктаэдр дуален комбинации куба, октаэдра и ромбододекаэдра.

Выводы

- Дуальные переходы выявляют новые связи между полиэдрическими простыми формами одного кристаллографического класса.
- В сингониях низшей и средней категорий пинакоид «нужен» для обеспечения форм, дуальных к бипирамидам – комбинаций одноименных призм и пинакоидов.
- Многообразия простых форм в кристаллографических классах распадаются по признаку автодуальности на два типа: автодуальные и условно автодуальные.
- Условно автодуальные многообразия требуют явного определения комбинаций простых форм как неотъемлемых частей многообразий: ромбододекаэдр, тригонтриоктаэдр и тетрагексаэдр дуальны комбинациям куба и октаэдра; тетрагонтриоктаэдр и гексоктаэдр – комбинациям куба, октаэдра и ромбододекаэдра и т.д.
- Важность теоретического анализа обосновывается тем, что в природном минералообразовании дуальные переходы широко распространены: куб сменяется октаэдром и наоборот, бипирамиды – комбинациями призм и пинакоидов и т.д.

Литература

1. *Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г.* Комбинаторная кристалломорфология. I. Реальные кристаллографические простые формы. Апатиты: Изд-во K & M, 2004. 275 с.
2. *Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г.* Комбинаторная кристалломорфология. III. Комбинации куба и октаэдра. Апатиты: Изд-во K & M, 2007. 834 с.
3. *Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г.* Комбинаторная кристалломорфология. IV. Выпуклые полиэдры. Т. I: 4- … 12-эдры. Апатиты: Изд-во K & M, 2008. 833 с.
4. *Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г.* Комбинаторная кристалломорфология. IV. Выпуклые полиэдры. Т. II: Простые 13- … 16-эдры. Апатиты: Изд-во K & M, 2008. 828 с.
5. *Фёдоров Е.С.* Основания морфологии и систематики многогранников // Зап. Импер. С.-Петербург. минерал. об-ва. 1893. Ч. 30. С. 241-341.

НЕИЗВЕСТНОЕ ПИСЬМО АКАД. А.Н. ЗАВАРИЦКОГО – ШКОЛА ГРАЖДАНСКОГО МУЖЕСТВА

Войтеховский Ю.Л.
Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты

В Комиссии по истории РМО в архиве проф. Д.П. Григорьева (рис. 1) хранятся материалы по подготовке Всесоюзного минералого-геохимического совещания 1953 г., в том числе пленарный доклад «Состояние и очередные задачи учения о рудных месторождениях, минералогии и геохимии» на 60 м.п.с., составленный К.А. Власовым, Д.И. Щербаковым, А.А. Сауковым, О.Д. Левицким, В.И. Герасимовским, Г.П. Барсановым и А.И. Гинзбургом – их имена стоят под одним из экземпляров. Всего вариантов доклада три, все не датированы. Первые ответы геологов, попавших под огонь критики, в оргбюро датированы мартом 1950 г. Сравнение писем, протоколов и вариантов доклада позволяет установить их очерёдность и смену акцентов вплоть до названия пленарного доклада. Но во всех вариантах остались обвинения коллег в космополитизме и низкопоклонстве, самоуничижение и обещания вождю и партии работать лучше.

Под критику оргбюро попали А.Н. Заварицкий и А.Г. Бетехтин (рис. 1), Д.С. Коржинский и Д.П. Григорьев, репрессированные В.М. Крейтер и И.Ф. Григорьев, даже умершие В.И. Вернадский и А.Е. Ферсман. Очевидно, ожидалось, что живые покаются в



проф. Д.П. Григорьев (1909-2003)



акад. А.Н. Заварицкий (1884-1952)

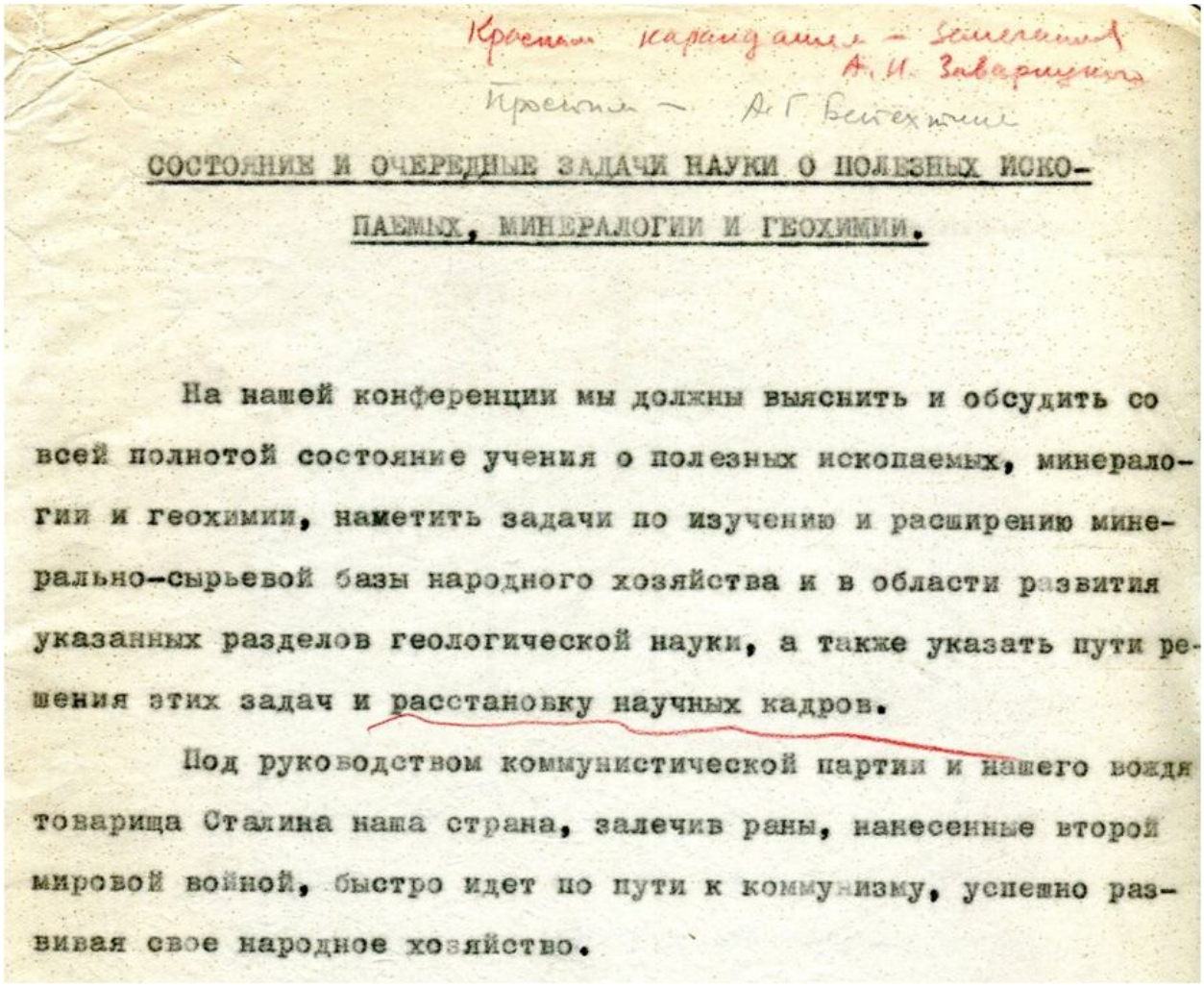


акад. А.Г. Бетехтин (1897-1962)

заблуждениях. Но покаялись не все. Один из вариантов доклада испещрён возмущёнными замечаниями А.Н. Заварицкого и А.Г. Бетехтина (рис. 2-7). Совещание было намечено на ноябрь 1953 г. Это следует из протокола заседания оргкомитета от 2 апреля, присланного Д.П. Григорьеву. В сопроводительном письме Д.И. Щербаков просит прислать тезисы двух докладов не позднее 15 мая 1953 г. Но 5 марта скончался И.В. Сталин. Ситуация изменилась, хотя и не сразу. Идеологическая машина ещё работала по инерции. Как бы то ни было, минералого-геохимическое совещание с запланированным акцентом не состоялось. Письмо А.Г. Бетехтина опубликовано ранее [1], письмо А.Н. Заварицкого приводится ниже.

«Я ознакомился с мнением акад. Д.С. Белянкина относительно названной записки. Моё мнение таково:

1. Я вполне согласен с акад. Белянкиным в том, что статья «Состояние и очередные задачи учения о рудных месторождениях, минералогии и геохимии» совершенно не годится для того, чтобы фигурировать в качестве установочного доклада.



Красным карандашом – замечания А.Н. Заварицкого
Простым – А.Г. Бетехтина

СОСТОЯНИЕ И ОЧЕРЕДНЫЕ ЗАДАЧИ НАУКИ О ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ.

На нашей конференции мы должны выяснить и обсудить со всей полнотой состояние учения о полезных ископаемых, минералогии и геохимии, наметить задачи по изучению и расширению минерально-сырьевой базы народного хозяйства и в области развития указанных разделов геологической науки, а также указать пути решения этих задач и расстановку научных кадров.

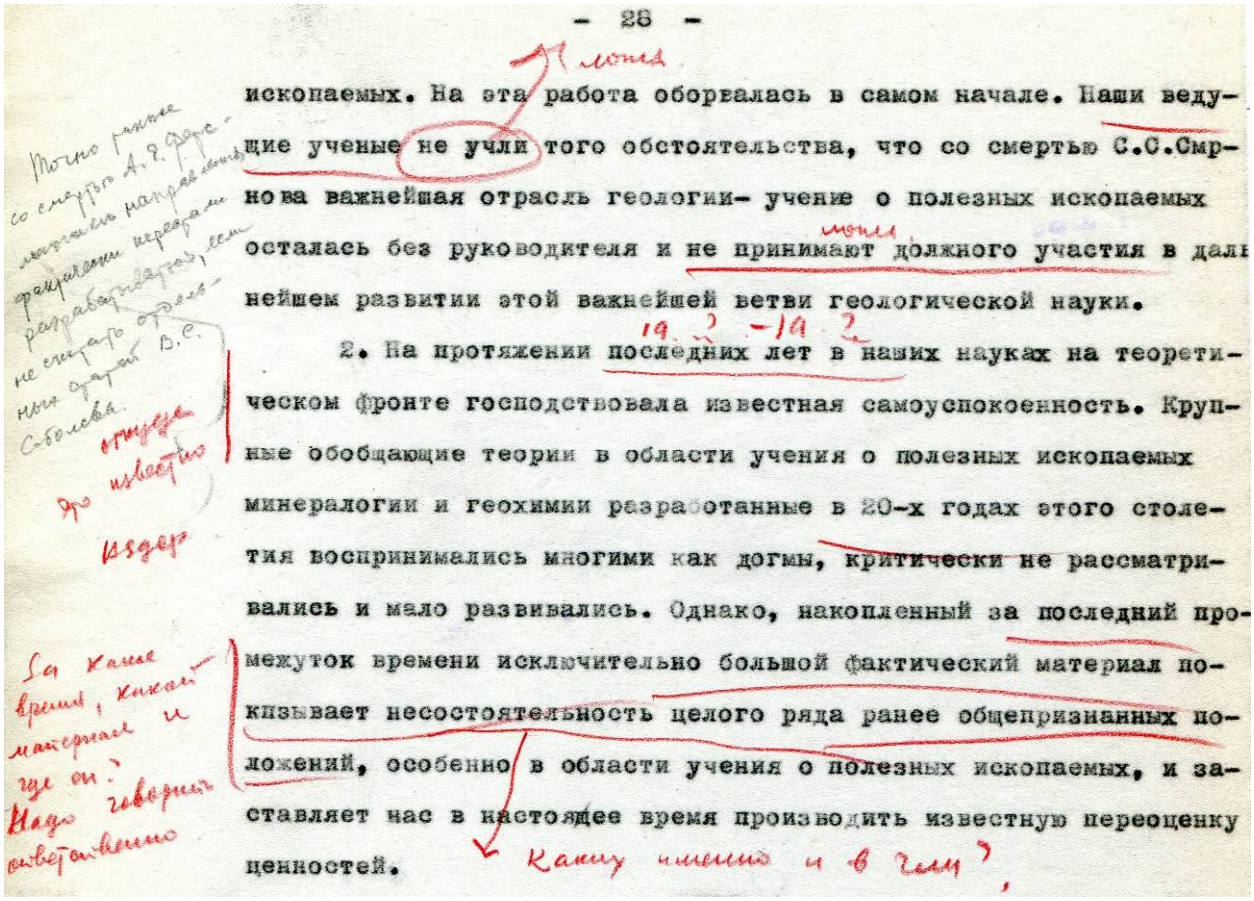
Под руководством коммунистической партии и нашего вождя товарища Сталина наша страна, залечив раны, нанесенные второй мировой войной, быстро идет по пути к коммунизму, успешно развивая свое народное хозяйство.

Рис. 2. Начало пленарного доклада, составленного оргбюро. Пометка сверху предположительно сделана Д.П. Григорьевым: «Красным карандашом – замечания А.Н. Заварицкого, простым – А.Г. Бетехтина».

2. Я нахожу, однако, что акад. Белянкин слишком смягчает недостатки этой «статьи». Было бы неточным сказать, что в ней «слишком мало конкретных материалов». Правильнее – в ней почти нет ничего конкретного, и во всяком случае нет абсолютно ничего нового и конкретного, относящегося к науке. Кроме того, попытка освещения состояния науки сделана односторонне, тенденциозно, с замалчиванием существенных достижений науки и т.д.

3. Акад. Белянкин безусловно прав в том, что авторы статьи должны быть полностью ответственны за все высказывания в ней, и под статьёй должны быть «совершенно конкретные подписи: не соглашателей, а совершенно ответственных авторов за все высказывания в ней». В частности, подписавшиеся должны быть полностью ответственны и за все высказывания в разделе «Наши недостатки».

4. Этот последний раздел содержит ряд недобросовестных нападок на некоторых наших учёных, в том числе на моих учеников, которыми горжусь я и может гордиться и советская наука: лауреатов Сталинских премий чл.-корр. А.Н. Коржинского, Бетехтина, Билибина, проф. Д.П. Григорьева и др. В этих нападках мы видим, как правило, недобросовестный приём искажения мыслей тех, на кого эти нападки направлены. Такие искажения были разоблачены на собрании в июне 1951 года присутствовавшим там Д.П. Григорьевым; в письменной форме устанавливаются они отсутствовавшими тогда Бетехтиным и Коржинским (их заявления при сем прилагаются); устный протест против таких приёмов был мне заявлен Ю.А. Билибиным, теперь, как известно, доведенным до состояния тяжёлой болезни.

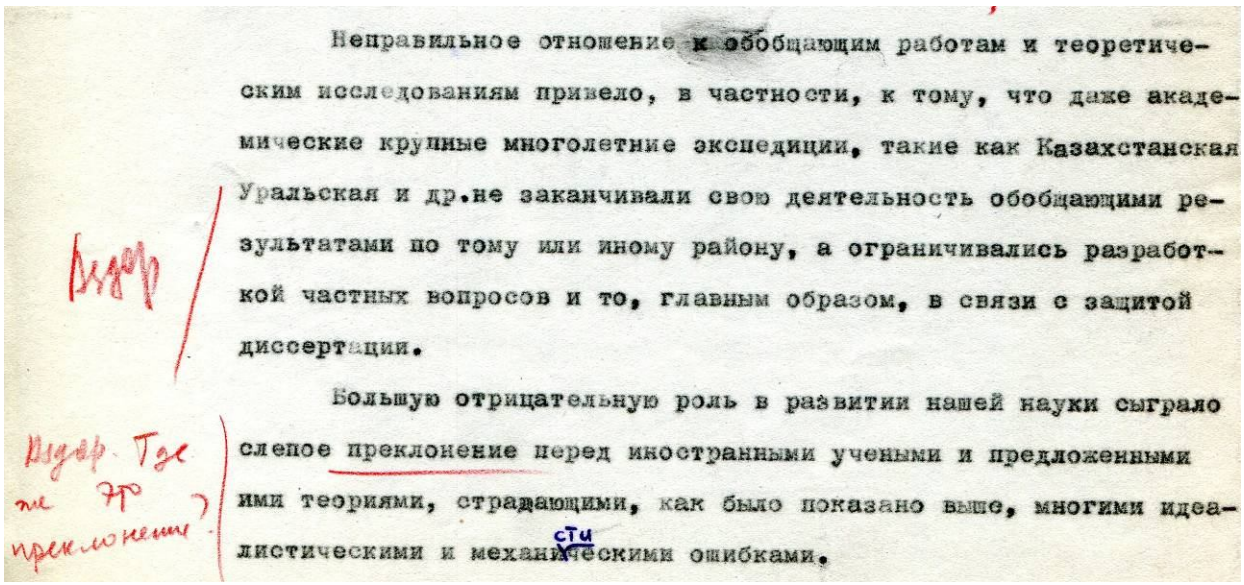


- 28 -

ископаемых. На эта работа оборвалась в самом начале. Наши веду-
щие ученые не учли того обстоятельства, что со смертью С.С.Смр-
нова важнейшая отрасль геологии- учение о полезных ископаемых
осталась без руководителя и не принимают должного участия в дал
нейшем развитии этой важнейшей ветви геологической науки.

2. На протяжении последних лет в наших науках на теорети-
ческом фронте господствовала известная самоуспокоенность. Круп-
ные обобщающие теории в области учения о полезных ископаемых
минералогии и геохимии разработанные в 20-х годах этого столе-
тия воспринимались многими как догмы, критически не рассматри-
вались и мало развивались. Однако, накопленный за последний про-
межуток времени исключительно большой фактический материал по-
казывает несостоятельность целого ряда ранее общепризнанных по-
ложений, особенно в области учения о полезных ископаемых, и за-
ставляет нас в настоящее время производить известную переоценку
ценностей.

Рис. 3. Критические замечания А.Н. Заварицкого и А.Г. Бетехтина на полях доклада.



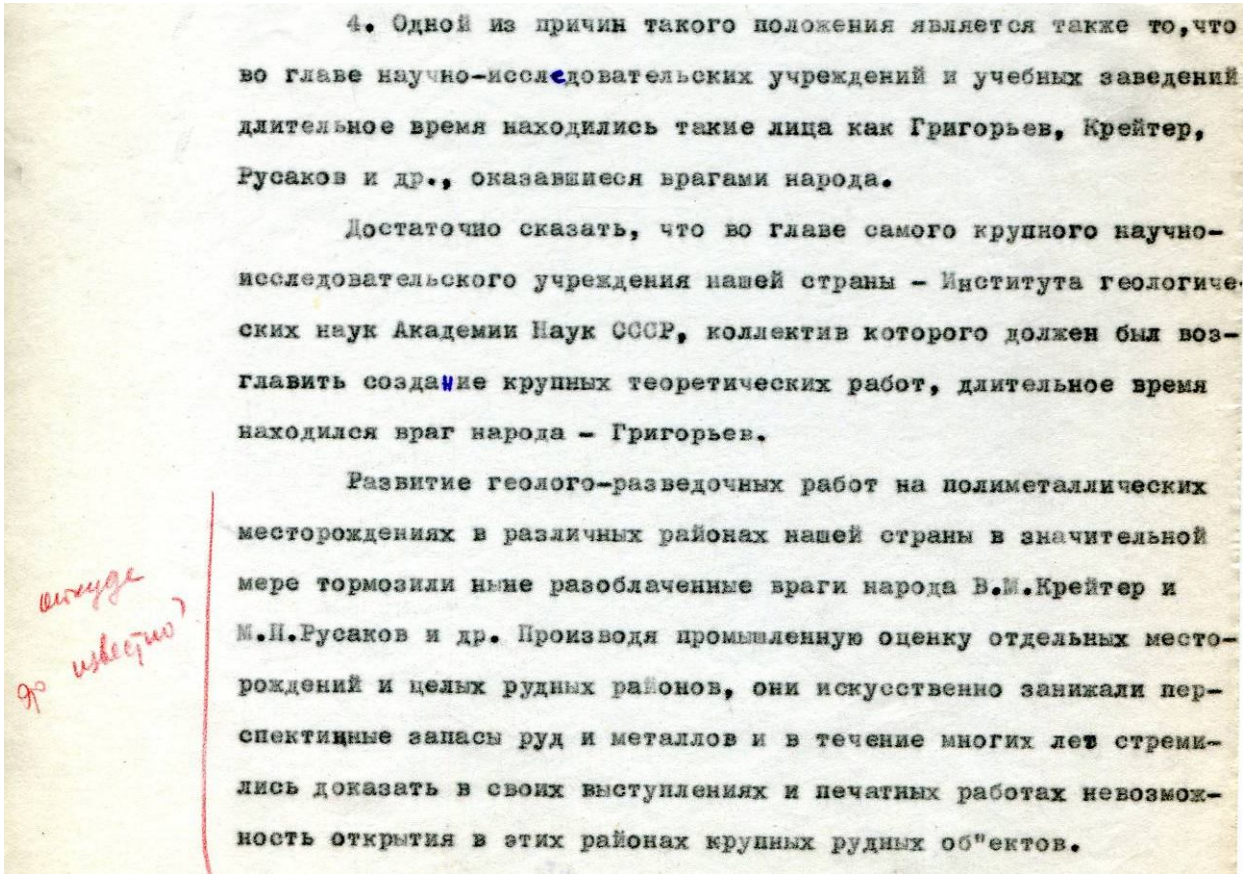
Неправильное отношение к обобщающим работам и теоретиче-
ским исследованиям привело, в частности, к тому, что даже акаде-
мические крупные многолетние экспедиции, такие как Казахстанская
Уральская и др.не заканчивали свою деятельность обобщающими ре-
зультатами по тому или иному району, а ограничивались разработ-
кой частных вопросов и то, главным образом, в связи с защитой
диссертации.

Большую отрицательную роль в развитии нашей науки сыграло
слепое преклонение перед иностранными учеными и предложенными
ими теориями, страдающими, как было показано выше, многими идеа-
листическими и механическими ошибками.

Рис. 4. В защиту академических экспедиций.

В том же разделе содержится обвинение ряда академиков и членов-корреспондентов АН в том, что они «самоустранились от своих прямых обязанностей». Это обвинение не отвечает действительности, и этот поклёп явно имеет целью опорочить перечисляемых при этом лиц, являющихся, во всяком случае в подавляющем большинстве, наиболее выдающимися советскими учёными, которые, как известно всем честным работникам нашей страны, плодотворно работают по мере всех своих сил на пользу науки и нашей Родины.

За эти недобросовестные нападки авторы, подписавшие рассматриваемую статью, должны нести полную ответственность.

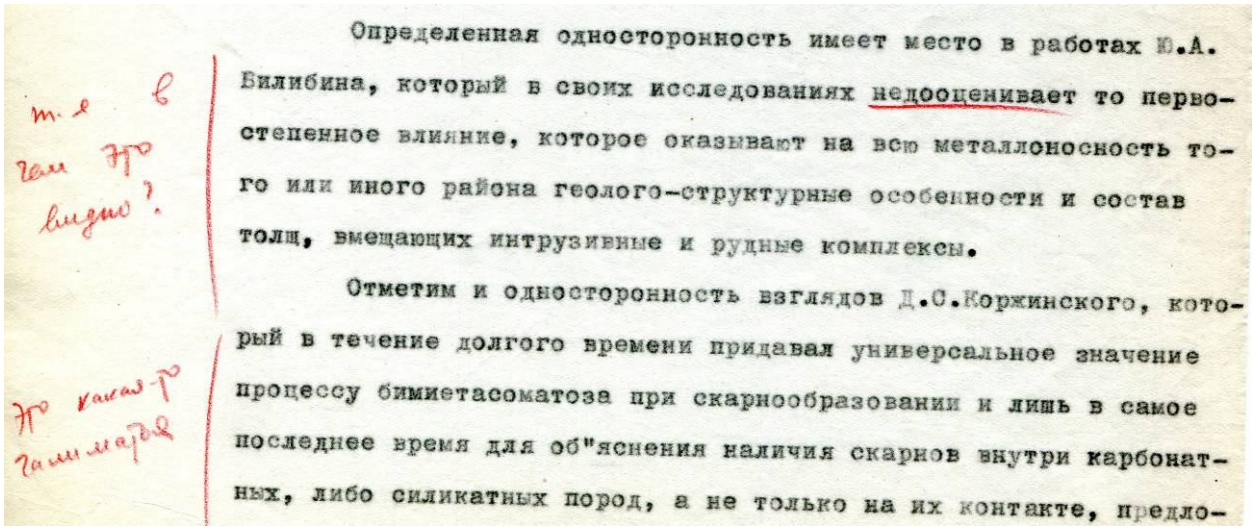


4. Одной из причин такого положения является также то, что во главе научно-исследовательских учреждений и учебных заведений длительное время находились такие лица как Григорьев, Крейтер, Русаков и др., оказавшиеся врагами народа.

Достаточно сказать, что во главе самого крупного научно-исследовательского учреждения нашей страны – Института геологических наук Академии Наук СССР, коллектив которого должен был возглавить создание крупных теоретических работ, длительное время находился враг народа – Григорьев.

Развитие геолого-разведочных работ на полиметаллических месторождениях в различных районах нашей страны в значительной мере тормозили ныне разоблаченные враги народа В.М.Крейтер и М.П.Русаков и др. Производя промышленную оценку отдельных месторождений и целых рудных районов, они искусственно занижали перспективные запасы руд и металлов и в течение многих лет стремились доказать в своих выступлениях и печатных работах невозможность открытия в этих районах крупных рудных об"ектов.

Рис. 5. В защиту И.Ф. Григорьева, В.М. Крейтера и М.П. Русакова.



Определенная односторонность имеет место в работах Ю.А. Билибина, который в своих исследованиях недооценивает то первостепенное влияние, которое оказывают на всю металлоносность того или иного района геолого-структурные особенности и состав толщ, вмещающих интрузивные и рудные комплексы.

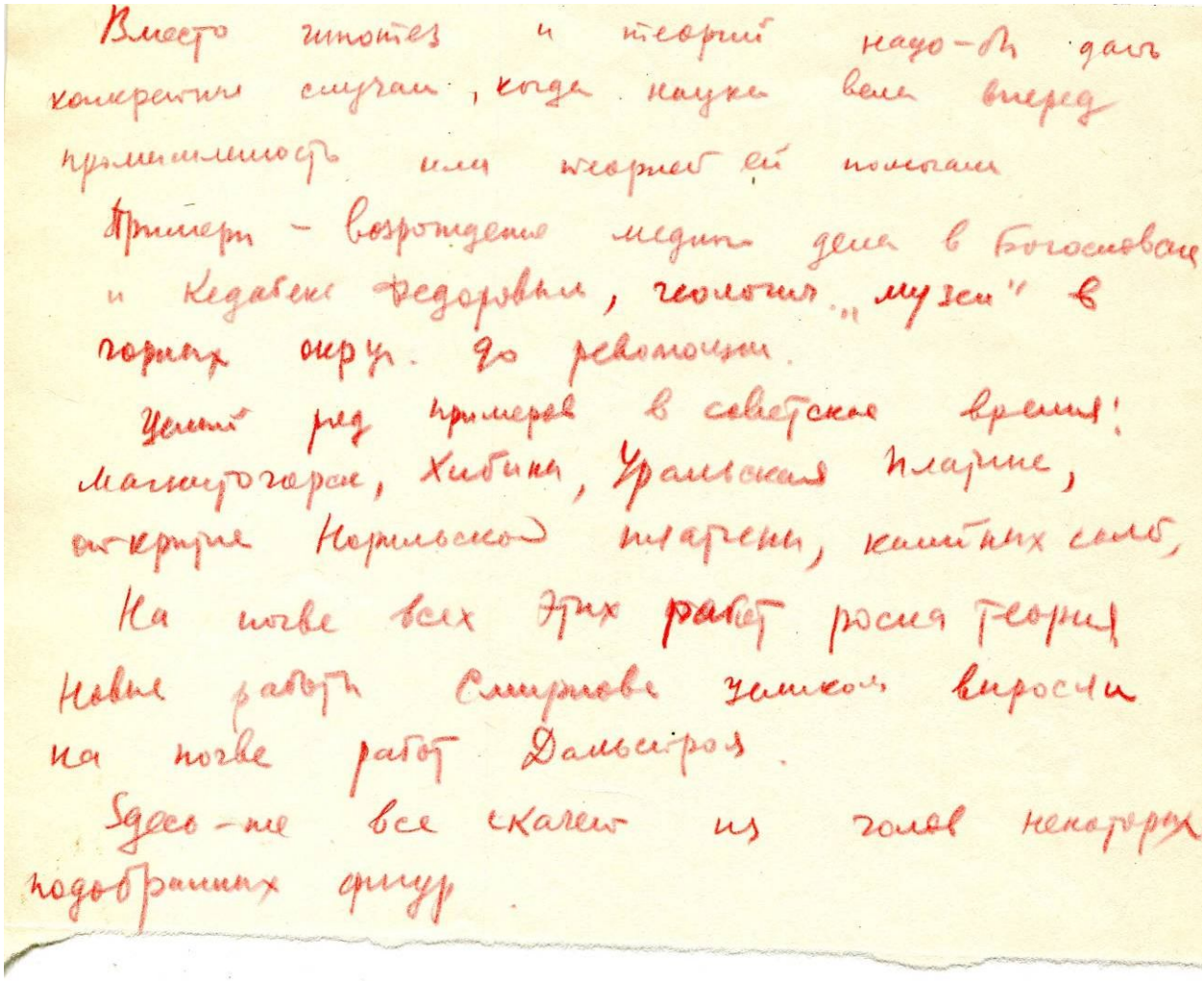
Отметим и односторонность взглядов Д.С.Коржинского, который в течение долгого времени придавал универсальное значение процессу бимиетасоматоза при скарнообразовании и лишь в самое последнее время для об"яснения наличия скарнов внутри карбонатных, либо силикатных пород, а не только на их контакте, предло-

Рис. 6. В защиту Ю.А. Билибина и Д.С. Коржинского.

5. На собрании в июне 1951 года я настойчиво указывал на недопустимость в фигурировавшем тогда предыдущем варианте проекта «установочного доклада» искажений чужих мыслей и поклёпов на отдельных лиц. Я считал и считаю такие приёмы аморальными. В новом варианте всё это упрямо повторяется и даже усилено. Такое положение делает и невозможным, и бесполезным какое-либо моё участие в деле, которое получило, к моему глубокому сожалению, недопустимое направление, противное элементарному требованию честности: не искажать действительное положение вещей.

6. Составители записки, видимо, не поняли указания И.В. Сталина о том, что «никакая наука не может развиваться и преуспевать без борьбы мнений, без свободы критики». В проекте доклада Власова и др. вместо выдвижения задач делового обсуждения конкретных научных вопросов, выдвижения спорных конкретных научных положений, требующих честной, свободной критики (что могло бы быть содержанием доклада, излагающим программу совещания), мы видим лишь на фоне общих, по существу бессодержательных, высказываний вздорные нападки на отдельные фразы, вырванные из работ наших учёных так, что искажается действительный смысл излагаемого в этих работах.

7. Акад. Белянкин считает «желательным» опубликовать «в дискуссионном порядке» рассматриваемую статью, несмотря на её порочность. С этим можно согласиться только при определённом условии. Как сказано, в новом варианте статьи упрямо повторяются уже разоблачённые поклёпы и искажения чужих мыслей. Такие вещи не могут публиковаться «в порядке дискуссий»; их публикация будет в сущности распространением указанных искажений истины и поклёпов, одинаково недопустимым, как и их сочинение. Поэтому необходимо до публикации разослать статью всем товарищам, на которых возводится обвинение, с тем, чтобы они могли исправить имеющиеся в статье искажения их мыслей и устранить ложные обвинения, касающиеся их деятельности. Такие искажения и ложные обвинения нельзя «смягчать», а можно только затушевать, что не уменьшит недопустимости этих приёмов. Академик А.Н. Заварицкий».



Вместо гипотез и теорий надо-бы дать конкретные случаи, когда наука вела вперед применимость или жертвовать ей помогали

Пример – возрождение медицины в Богословске и Кедабеке Федоровым, геология „музеи" в горных окр. до революции.

Целый ряд примеров в советское время! Магнитогорск, Хибины, Уральская платина, открытие Норильских богатств, капитальных сил,

На почве всех этих работ росла теория, новые работы Смирнова учились вырастали на почве работ Данилевского.

Здесь-не все скалено из голов некоторых подобранных фигур

Рис. 7. Записка А.Н. Заварицкого в оргбюро конференции.

Сказанное позволяет сделать несколько выводов.

• Минералогическая конференция в ноябре 1953 г. готовилась по сценарию «дискуссий» в биологии (сессия ВАСХНИЛ 1948 г.) и филологии (Марксизм и вопросы

языкознания // Правда. 20.06.1950). К счастью, 5 марта 1953 г. обстановка в государстве изменилась. В том же году А.Г. Бетехтин избран академиком, К.А. Власов – членом-корреспондентом АН СССР. В честь троих названы минералы – заварицкит, бетехтинит и власовит.

- История примиряет обвинителей и обвиняемых. Но рецидивы возможны. В идеологизированном государстве научная критика легко перерастает в донос. Единственное средство против этого – личная порядочность и гражданское мужество учёного.
- Несмотря на прошедшие 60 лет, рассмотренная история актуальна ввиду сегодняшних дискуссий и государственных решений о роли Российской академии наук в развитии науки и образования.

Литература

1. *Войтеховский Ю.Л.* Неизвестное письмо А.Г. Бетехтина из личного архива Д.П. Григорьева // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Т. 3. Матер. XVI Геол. съезда Респ. Коми. 15-17 апр. 2014 г. Сыктывкар: Изд-во «Геопринт», 2014. С. 343-346.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ: СТРОГОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ, КЛАССИФИКАЦИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

Войтеховский Ю.Л.
Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты

Из истории проблемы

Парадоксом современной петрографии является неопределённость её предмета – кристаллической горной породы. То есть, петрограф знает много горных пород, поименованных в «Петрографических словарях» по признакам менее или более определённых химического и минерального составов, структуры и текстуры, формы залегания в земной коре. Но горная порода не определена с той математической строгостью, с какой определён кристалл в геометрической кристаллографии (рис. 1). Разнообразие структур и текстур кристаллических горных пород огромно, если пользоваться нестрогими определениями современных «Петрографических словарей». В предложенном далее строгом смысле для n-минеральных горных пород возможны n структур и 2^n-1 их разновидностей, что немало, если учитывать акцессорные минералы. Сегодня это не делается. Кроме того, вопрос о необходимости категории «текстура», учитывающей иерархическую организацию горных пород не только из минеральных зёрен, но и их ассоциаций, требует отдельного рассмотрения.

Петрография (в отличие от петрологии) призвана дать фундаментальное описание горной породы как таковой. Но современное петрографическое описание весьма напоминает филологическое в ущерб математической строгости. Методологические корни ситуации глубоки и требуют отдельного рассмотрения. На историческом горизонте выделяется яркая личность немецкого петрографа К. Розенбуша (1836-1914, рис. 2). Именно по его учебникам, принизанным идеологией идеоморфизма-ксеноморфизма, учились несколько поколений российских геологов. «Претензия», которую следует ему высказать – слишком быстрый переход от структурного анализа горной породы к расшифровке её генезиса. Наверное, так постепенно сложилось представление о том, что высшее и драгоценнейшее знание о горной породе – это знание её генезиса. В структурном анализе своего объекта петрография отстала от кристаллографии на столетие. Это уместно напомнить именно сейчас, в Международный год кристаллографии.

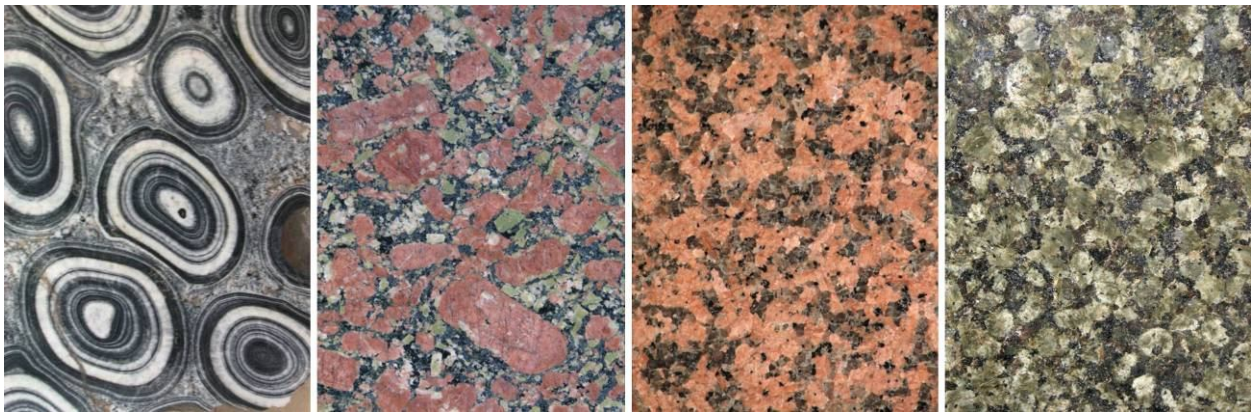


Рис. 1. Проблема состоит в том, чтобы построить содержательную теорию, охватывающую все кристаллические горные породы. Путь А.Б. Вистелиуса, предложившего модель идеального гранита, кристаллизовавшегося из тройной эвтектики, кажется нам интересным, приспособившим к петрографии аппарат марковских цепей, но идейно тупиковым. Что такое идеальные сиенит, габбро, фонолит?.. По сути, он повторяет исторический путь минералогии: от идеального минерала – к реальному. Но петрография имеет право на собственный путь.

Этот недостаток видели уже современники К. Розенбуша. Так, кембриджский профессор А. Харкер (1859-1939, рис. 2) в своём учебнике петрографии обращал внимание студентов на следующее. «Петрология до сих пор не выработала никакой философской классификации горных пород… Не может быть создана никакая классификация, которая обладала бы определённостью и точностью, найденными в некоторых других областях науки… Горные породы различных типов часто связаны непрерывными переходами, так что никакая искусственная классификация с резкими разделительными границами не может истинно представлять факты природы. *На сегодня наилучшей систематикой является та, которая объединяет … горные породы с общими свойствами, в первую очередь имея в виду те свойства, которые прямо зависят от важных генетических условий. Использованная ниже систематика должна рассматриваться как одно из соглашений, а не как принцип*» (курсив мой – Ю.В.) [7].

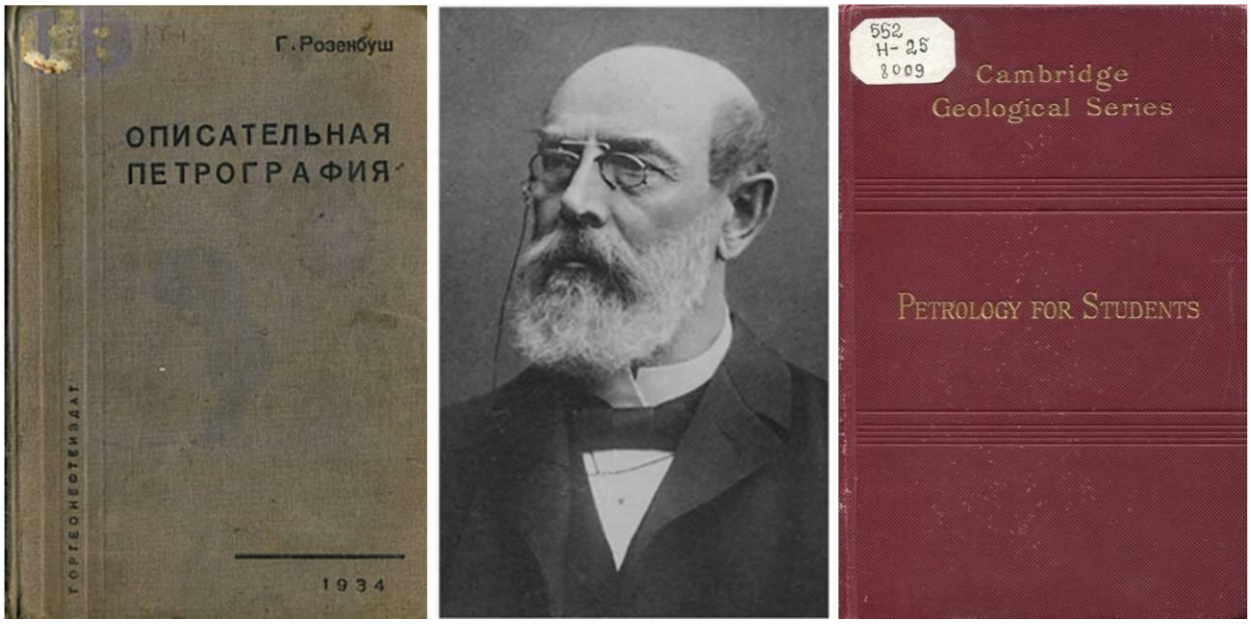


Рис. 2. В центре и слева: К. Розенбуш и его «Описательная петрография». В названии заключена тавтология. Петрография – описательная наука по определению. Но что мешает написать её на языке математики, наподобие кристаллографии? Справа: «Petrology for students» А. Харкера из личного фонда акад. А.Е. Ферсмана в Научной библиотеке Кольского НЦ РАН.

Что понимается под «философской классификацией горных пород» и, вообще, под философским взглядом на горную породу? Возможно, ответ подскажет «Философия природы» Г. Гегеля (1770-1831, рис. 3), раздел «Геологическая природа». «Гранит состоит, как известно, из кремня, кварца, абсолютной земли, упорствующей точечности; из слюды – поверхности, развивающейся в противоположность, раскрывающейся точечности, момента горючести, содержащего в себе зародыш всех абстракций; и наконец, из полевого шпата – намечающейся нейтральности… *Смысл и дух процесса составляет внутренняя связь, необходимое соотношение образований, к которому временная смена ничего не прибавляет. Требуется познать всеобщий закон этой последовательности, для чего нет надобности в форме истории … Внутренняя связь существует в настоящем как рядоположность… Весь интерес заключается в том, что дано – в наличной системе различённых образований*» (курсив мой – Ю.В.). Пожалуй, начало фразы было понятно лишь её автору. Зато окончание – утверждение структурного, догенетического анализа горной породы как первичного, фундаментального.

Простую, но важную (и даже смелую, наперекор межведомственному Петрокомитету) мысль высказал в малоизвестной публикации А.Ф. Белоусов (рис. 3). «Фактом является отсутствие в настоящее время достаточно мотивированного и конструктивного об-

щего определения понятия горной породы… Классическая трактовка горной породы как природного минерального агрегата может считаться системно состоятельной. Но без дополнительной расшифровки она мало конструктивна» [1]. Свою детализацию галилеевского кредо «книга природы написана языком математики» ярко высказал Ю.А. Косыгин (1911-1994, рис. 3). «Сущность проблемы, по-видимому, состоит в том, чтобы обнаружить такие математические структуры и алгебры, которые были бы изоморфны геологическим системам, то есть позволяли бы их описывать на математическом языке» [6]. Но принципиальным для развития структурной теории горной породы представляется философская мысль В.И. Вернадского (1863-1945, рис. 4) о «пространстве горной породы как специфическом пространстве земной реальности» [2, 3].

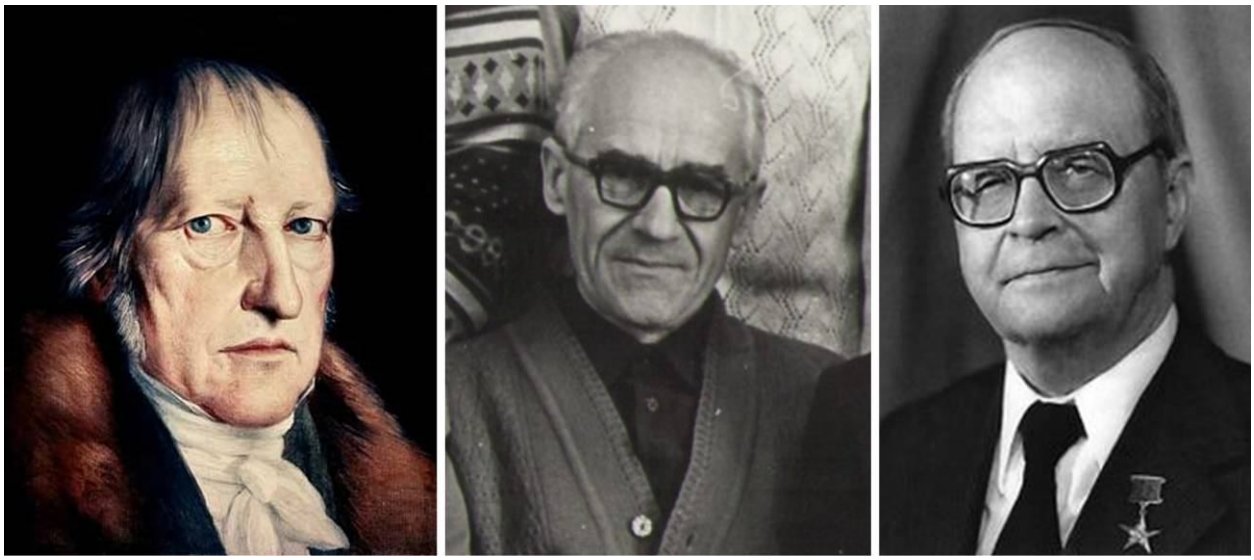


Рис. 3. Слева направо: Г. Гегель, А.Ф. Белоусов, Ю.А. Косыгин.

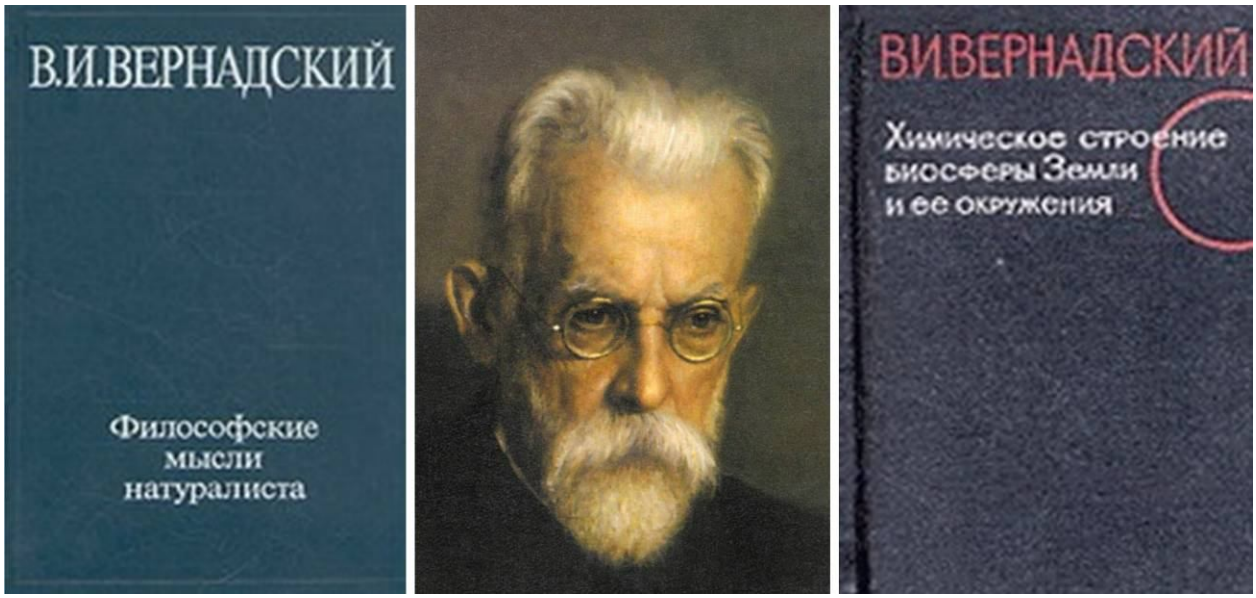


Рис. 4. В.И. Вернадский и его труды.

Определение и классификация петрографических структур

Рассуждая о горной породе как пространстве, следует в первую очередь определиться с его элементами и отношениями. Ранее [4] показано, что горная порода как агрегат, то есть совокупность контактирующих минеральных зёрен, представима как топологическое, толерантное, измеримое, метрическое и частично упорядоченное пространство. Последнее означает, что она интерпретируема как пространственно распределённая слу-

чайная функция, значение которой в каждой точке (т.е. вероятность минерального вида в каждом зерне) вычисляемо по окружению. Это представление фундаментально в том смысле, что охватывает все горные породы. Именно такое представление желательно в петрографии. В отличие от кристаллографии, оно не нуждается в противопоставлении идеального образа природному воплощению. На этом пути строго определяется категория петрографической структуры, строятся классификация и алгебра преобразований.

Представим распределение вероятностей p_{ij} бинарных (ещё есть тернарные p_{ijk} и куотернарные p_{ijkl}, но соответствующие обобщения теории здесь не рассматриваются) межзерновых контактов в n-минеральной горной породе в виде следующего алгебраического формализма:

$$\sum_{i,j=1}^{n} p_{ij}\, m_i\, m_j = [m_1 \;\; m_2 \;\; \cdots \;\; m_n] \begin{bmatrix} p_{11} & p_{12} & \cdots & p_{1n} \\ p_{21} & p_{22} & \cdots & p_{2n} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ p_{n1} & p_{n2} & \cdots & p_{nn} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} m_1 \\ m_2 \\ \cdots \\ m_n \end{bmatrix}$$

Из него следует важность симметрической матрицы P_{ij}, в которой записана организация горной породы из минеральных зёрен или, иначе, которая реализует горную породу как многозначное отображение в себя минеральных зёрен из некоторого видового набора.

$$\sum_{i,j=1}^{n} p_{ij}\, m_i\, m_j = \{m_i\}_1^n \xrightarrow{P_{ij}} \{m_i\}_1^n$$

В матрице P_{ij} угадываются коэффициенты квадратичной формы от n переменных, где n – число минералов в горной породе. Из этого следуют конструктивные идеи: (1) сопоставить горной породе её структурную индикатрису – поверхность, определённую указанной квадратичной формой; (2) определить петрографическую структуру через тип индикатрисы: *петрографическая структура – инвариант организации n-минеральной горной породы, фиксируемый (алгебраически) диагональной формой D матрицы вероятностей P_{ij} межзерновых контактов и (геометрически) индикатрисой – соответствующей квадратичной поверхностью в n-мерном пространстве*. Напомним, что всякая симметрическая матрица приводится к диагональному виду с помощью некоторой невырожденной матрицы Q и транспонированной Q^T [5]:

$$D = Q \times P_{ij} \times Q^T .$$

Для 2-минеральных горных пород возможны две структуры – «эллиптическая» (э.с., с двумя +1 на диагонали) и «гиперболическая (г.с., +1 и –1 на диагонали), последняя – в двух вариантах соответственно двум каноническим расположениям гиперболы вдоль осей координат:

$$\text{э.с.:} \begin{bmatrix} 1 & \\ & 1 \end{bmatrix}, \quad \text{г.с.:} \begin{bmatrix} 1 & \\ & -1 \end{bmatrix}, \begin{bmatrix} -1 & \\ & 1 \end{bmatrix}.$$

Аналогично, для 3-миниральных горных пород возможны три структуры – «эллиптическая» и две «гиперболических», соответствующих 1- и 2-полостному гиперболоидам. Обе имеют по три разновидности, отвечающих различным расстановкам +1 и –1 в матрице D:

эллипсоид $\begin{bmatrix} 1 & & \\ & 1 & \\ & & 1 \end{bmatrix}$, 1-полостный гиперболоид $\begin{bmatrix} 1 & & \\ & 1 & \\ & & -1 \end{bmatrix}$, $\begin{bmatrix} 1 & & \\ & -1 & \\ & & 1 \end{bmatrix}$, $\begin{bmatrix} -1 & & \\ & 1 & \\ & & 1 \end{bmatrix}$,

2-полостный гиперболоид $\begin{bmatrix} 1 & & \\ & -1 & \\ & & -1 \end{bmatrix}$, $\begin{bmatrix} -1 & & \\ & 1 & \\ & & -1 \end{bmatrix}$, $\begin{bmatrix} -1 & & \\ & -1 & \\ & & 1 \end{bmatrix}$.

В общем случае, для n-минеральной горной породы возможны n структур. Им соответствуют матрицы D с 1, 2, … n положительными единицами. Структура, которой соответствует матрица D с n отрицательными единицами, невозможна. Она противоречит вероятностному смыслу коэффициентов p_{ij} в матрице P_{ij}. Здесь мы вводим следующий рациональный принцип номенклатуры: структура S_n^m соответствует матрице D, в которой на n позициях стоят ровно m положительных единиц. Так, «эллиптические» структуры узнаются по обозначениям S_n^n, остальные – «гиперболические». В зависимости от перестановок m единиц на n позициях, «гиперболическая» структура S_n^m имеет C_n^m состояний (разновидностей). С учётом одной (C_n^0) «эллиптической» и всех «гиперболических» для n-минеральной горной породы возможны:

$$C_n^0 + C_n^1 + C_n^2 + \ldots + C_n^{n-1} = 2^n - 1$$

разновидностей структур, что показано выше для 2- и 3-минеральных горных пород.

Легко понять, что тем самым классификация петрографических структур сведена к классификации квадратичных поверхностей (структурных индикатрис). Ими могут быть лишь положительно определённые (эллипсоиды) и неопределённые (гиперболоиды) центральные квадратичные поверхности. На рис. 5 для примера даны структуры норитов и габброноритов Фёдорово-Панских тундр, их матрицы P_{ij} и структурные индикатрисы.

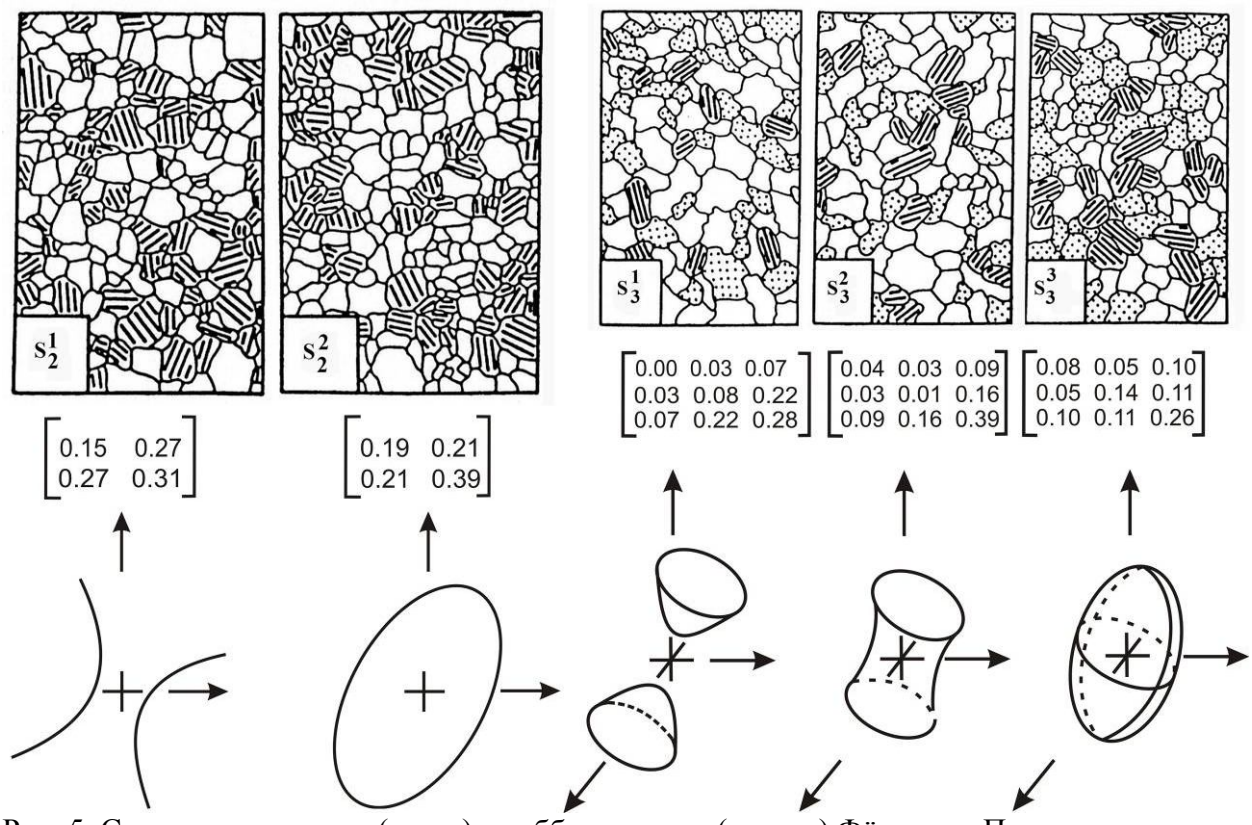


Рис. 5. Структуры норитов (слева) и габброноритов (справа) Фёдорово-Панских тундр, Кольский п-ов, их матрицы P_{ij} и структурные индикатрисы.

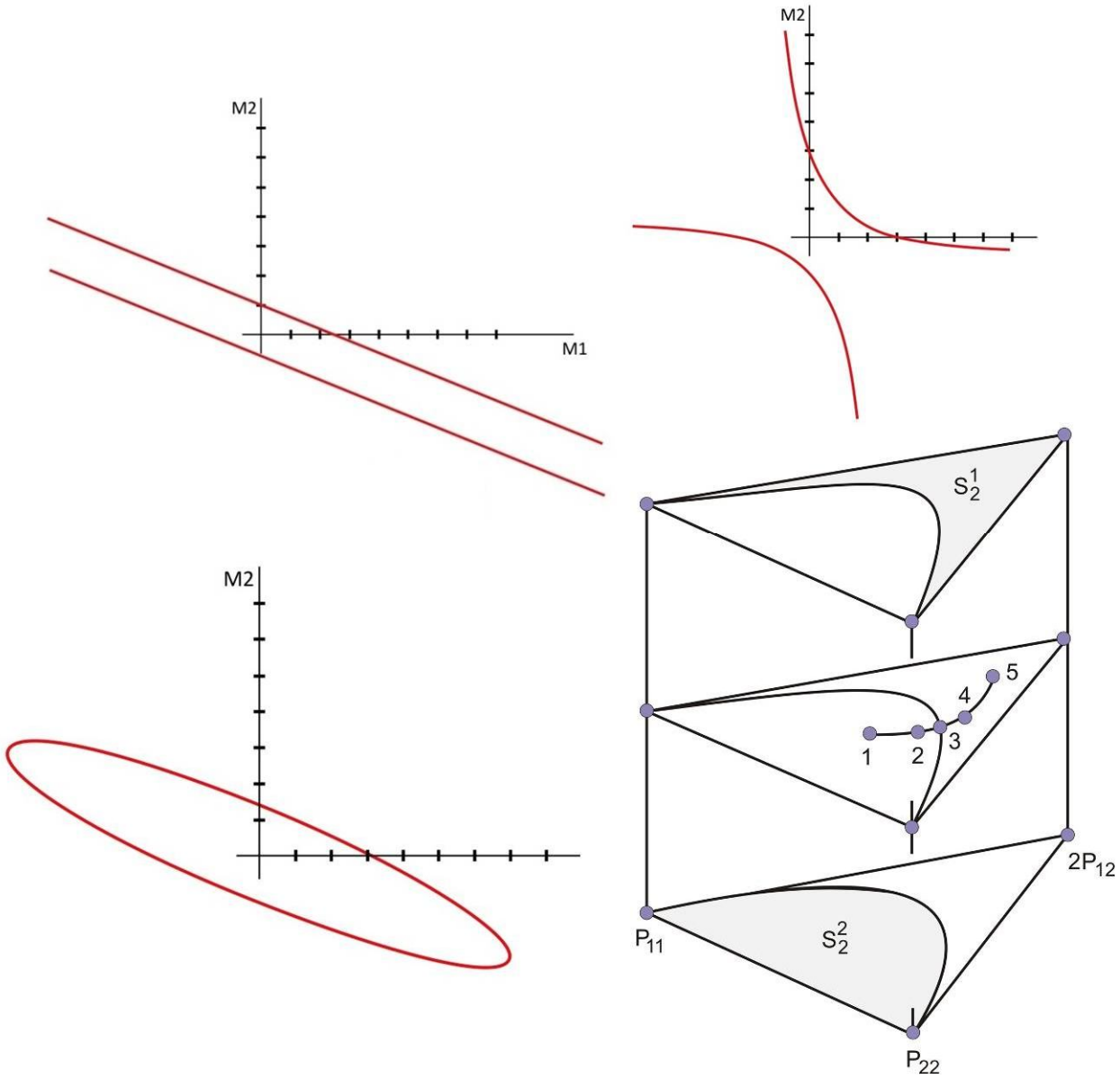


Рис. 6. Переходы между структурами 2-минеральных горных пород на барицентрической диаграмме вероятностей поли- и мономинеральных межзерновых контактов. Точки 1 и 5 соответствуют норитам Фёдорово-Панских тундр (рис. 5), точки 2-4 выбраны условно. На пути из 1 в 3 структура S_2^2 сохраняется (меняется организация горной породы, но не структура), в точке 3 скачком переходя в S_2^1, которая сохраняется на пути в точку 5. В геометрических образах это означает, что на пути из 1 в 3 эллипс постепенно поворачивается и вытягивается, в точке 3 разрывается в пару параллельных прямых, далее изгибающихся в гиперболу и вращающуюся на пути к точке 5. Этот структурный переход нельзя увидеть в статистике межзерновых контактов в петрографическом шлифе. Именно поэтому петрограф не всегда может надёжно различить две структуры. Это возможно лишь в ярко выраженных случаях. Так, для структуры S_2^2 типичны мономинеральные, для S_2^1 – полиминеральные сростки (рис. 5).

Предложенный подход решает проблему А. Харкера: «Горные породы различных типов часто связаны непрерывными переходами, так что никакая искусственная классификация с резкими разделительными границами не может истинно представлять факты природы» [7]. В предлагаемом подходе всякая петрографическая структура устойчива относительно некоторых вариаций вероятностей p_{ij} межзерновых контактов. Это не противоречит её скачкообразному изменению на резких (других не бывает)

границах классификации (рис. 6). Они определяются соотношениями Харди-Вайнберга, определяемыми в биологии как условия равновесия конкурирующих аллелей.

Преобразования петрографических структур

Из предыдущего следует, что возможны и подлежат алгебраическому описанию преобразования петрографических структур двух видов: количественные, постепенные – в пределах классов, и качественные, структурные – между ними. Преобразования первого типа известны как преобразования подобия, переводящие эллипсоид в другой эллипсоид, гиперболоид – в другой гиперболоид того же типа и т.д. В соответствии с алгебраической теорией, для любых двух состояний P_{ij} и $^*P_{ij}$ горной породы с одной структурой найдётся связывающее их невырожденное преобразование Q:

$$^*P_{ij} = Q \times P_{ij} \times Q^T .$$

Преобразования подобия образуют хорошо изученную мультипликативную группу [5].

Описание петрографических преобразований второго типа – нетривиальная задача, легко объяснимая в геометрических образах. Например, как преобразовать эллипс в гиперболу, эллипсоид – в двуполостный гиперболоид, и т.д.? Идея состоит в том, чтобы описать переходы между специальными представителями классов – диагональными ±1 матрицами, тоже образующими мультипликативную группу. Переход от диагональной матрицы к любой другой, отвечающей той же структурной индикатрисе, есть преобразование подобия. Остановимся на мультипликативной группе ±1 матриц подробнее. «Эллиптическая» и «гиперболическая» структуры, а также разновидности последней переходят друг в друга в результате следующих преобразований, включая тождественное:

$$\text{э.с.} \begin{bmatrix} 1 & \\ & 1 \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} 1 & \\ & -1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & \\ & -1 \end{bmatrix} \text{г.с.} \quad ; \quad \text{э.с.} \begin{bmatrix} 1 & \\ & 1 \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} -1 & \\ & 1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -1 & \\ & 1 \end{bmatrix} \text{г.с.}$$

$$\text{г.с.} \begin{bmatrix} -1 & \\ & 1 \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} -1 & \\ & -1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & \\ & -1 \end{bmatrix} \text{г.с.} \quad ; \quad \text{э.с.} \begin{bmatrix} 1 & \\ & 1 \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} 1 & \\ & 1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & \\ & 1 \end{bmatrix} \text{э.с.}$$

Таким образом, группа $\mathbf{\Gamma_2}$ структурных преобразований 2-минеральных горных пород имеет порядок 4, то есть состоит из 4 элементов, имеющих аналоги среди симметрических преобразований на плоскости:

$$\begin{bmatrix} 1 & \\ & 1 \end{bmatrix} = \mathbf{1} , \begin{bmatrix} -1 & \\ & 1 \end{bmatrix} = \mathbf{m_x} , \begin{bmatrix} 1 & \\ & -1 \end{bmatrix} = \mathbf{m_y} , \begin{bmatrix} -1 & \\ & -1 \end{bmatrix} = \mathbf{-1} .$$

Неприводимая система образующих для $\mathbf{\Gamma_2}$ имеет вид: $\begin{bmatrix} -1 & \\ & 1 \end{bmatrix} , \begin{bmatrix} 1 & \\ & -1 \end{bmatrix}$.

Аналогично, группа $\mathbf{\Gamma_3}$ структурных преобразований 3-минеральных горных пород имеет порядок 8, а её элементы имеют аналоги среди симметрических преобразований в пространстве:

$$\begin{bmatrix} 1 & & \\ & 1 & \\ & & 1 \end{bmatrix} = \mathbf{1} , \begin{bmatrix} -1 & & \\ & 1 & \\ & & 1 \end{bmatrix} = \mathbf{m_x} , \begin{bmatrix} 1 & & \\ & -1 & \\ & & 1 \end{bmatrix} = \mathbf{m_y} , \begin{bmatrix} 1 & & \\ & 1 & \\ & & -1 \end{bmatrix} = \mathbf{m_z} ,$$

$$\begin{bmatrix} 1 & & \\ & -1 & \\ & & -1 \end{bmatrix} = \mathbf{2_x} , \begin{bmatrix} -1 & & \\ & 1 & \\ & & -1 \end{bmatrix} = \mathbf{2_y} , \begin{bmatrix} -1 & & \\ & -1 & \\ & & 1 \end{bmatrix} = \mathbf{2_z} , \begin{bmatrix} -1 & & \\ & -1 & \\ & & -1 \end{bmatrix} = \mathbf{-1} .$$

Неприводимая система образующих для $\mathbf{\Gamma_3}$ имеет вид: $\begin{bmatrix} -1 & & \\ & 1 & \\ & & 1 \end{bmatrix}, \begin{bmatrix} 1 & & \\ & -1 & \\ & & 1 \end{bmatrix}, \begin{bmatrix} 1 & & \\ & 1 & \\ & & -1 \end{bmatrix}$.

Группа $\mathbf{\Gamma_n}$ структурных преобразований n-минеральных горных пород имеет порядок 2^n, а неприводимая система образующих содержит n матриц, строение которых ясно из приведенных примеров. Но следует предостеречь от формальной аналогии структурных преобразований с симметрийными. Их петрографический смысл станет ясен по мере приложения теории к реальным горным породам.

Выводы

- Развитие структурной петрографии как теории (по аналогии с кристаллографией), а не вербального описания, возможно лишь через алгебраический анализ внутрисистемных отношений в горной породе.
- Обобщения данного определения петрографической структуры через квадратичные формы и теоретико-группового описания преобразований на n-минеральные горные породы очевидны.
- Обобщения данного определения петрографической структуры через тернарные и куотернарные межзерновые контакты и алгебраические формы 3-го и 4-го порядков для n-минеральных горных пород затруднены отсутствием соответствующей теории.
- Очередной шаг в развитии теории – описание структурных преобразований с добавлением и потерей минералов, что имеет место при метаморфизме горных пород.
- Необходимы приложения теории к реальным горным породам. На этом пути обязательно появятся новые петрографические задачи, стимулирующие развитие математической теории.

Литература

1. *Белоусов А.Ф.* К общей концепции горной породы. Препринт № 4. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1987. 52 с.
2. *Вернадский В.И.* Философские мысли натуралиста. М.: Наука, 1988. 520 с.
3. *Вернадский В.И.* Химическое строение биосферы Земли и её окружения. М.: Наука, 2001. 376 с.
4. *Войтеховский Ю.Л.* 12 этюдов на темы кристалломорфологии, минералогии и петрографии. Апатиты: Изд-во K & M, 2011. 204 с.
5. *Гантмахер Ф.Р.* Теория матриц. М.: Наука, 1966. 576 с.
6. *Косыгин Ю.А.* Статические, динамические и ретроспективные системы в геологических исследованиях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 6. С. 9-17.
7. *Harker A.* Petrology for students. Cambridge: University Press, 1908. 336 p.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОЛЕРИТОВ КРАЕВОГО ПОЯСА СУХОЛОЖСКО-ТЕЧЕНСКОЙ ЗОНЫ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Волчек Е.Н., Нечеухин В.М.
Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург

Краевой пояс в пределах Сухоложско-Течeнской зоны как южный фрагмент вулкано-плутонических ассоциаций восточной периферии Урала был выделен при разработке схемы тектоно-геодинамических элементов Урало-Тиманского литосферного сегмента Евразии [5]. В сложении пояса участвуют верхнедевон-раннекаменноугольные вулканогенные, вулканогенно-осадочные и интрузивные комплексы, а также карбонатные, карбонатно-терригенные и карбонатно-песчано-сланцевые толщи с линзами угленосных пород.

Вулканогенные образования пояса представлены лавовыми фациями базальтов, андезитов, андезидацитов, дацитов, риолитов. По петрохимическим данным и материалам геохимических исследований, полученных с использованием современных методов, была установлена принадлежность этих вулканитов к комплексам краевых поясов активных континентальных окраин [1].

Большое распространение в пределах пояса получили дайки долеритов. В разное время эти образования изучались и картировались рядом исследователей: А.А. Прониным [1960], В.П. Олерским [1975], Т.В. Дианoвой [1975], В.А. Коротеевым [1979], В.Н. Огородниковым [2002], Е.А. Слободчиковым [2002] и др.

Наибольшее количество даек наблюдается в обнажениях по рекам Исеть, Камышенка, Ирбит.

По долине р. Исети в разрезе верхнедевонских отложений, вскрытом от крайних домов пос. Кодинка почти до устья р. Камышенки, в интервале 150 м насчитывается семь долеритовых даек. Разрез карбонатно-терригенных образований на этом участке является опорным для верхнего девона и уникальным по своей последовательности, не повторяющейся более на восточном склоне Урала [8].

Отложения верхнефаменского яруса представлены здесь тонкоплитчатыми темно-серыми алевритистыми аргиллитами с линзами и прослоями мелко- и среднезернистых песчаников зеленовато-серого цвета с примесью гравийного материала. Долериты слагают небольшие тела (мощностью до 3,5 м), вытянутые в северо-восточном направлении. Они равномернозернисты во всех участках, в них фиксируется маломощная (до 1 см) бурая корочка закаливания. Долериты имеют серо-голубой цвет. Это мелкозернистые породы. Структура их офитовая, пойкилоофитовая. Состоят из узких тонких лейст плагиоклаза, моноклинного пироксена. Основной плагиоклаз в результате вторичных процессов частично превращен в альбит. Иногда он замещается соссюритом, кальцитом. Из вторичных минералов следует отметить хлорит, эпидот, карбонаты. Хлорит в виде отдельных чешуек и их скоплений разбросан между зернами плагиоклаза. В некоторых шлифах присутствует мелкая вкрапленность магнетита.

На другом участке течения этой реки, на её левом берегу, против восточной окраины села Смолинского располагается дайка долеритов Смолинский камень. Её высота составляет порядка 15 м. Дайка рассекает интенсивно дислоцированные терригенные породы угленосной толщи (рис. 1), которые на протяжении 2 км можно наблюдать в сплошных обнажениях по руслу реки [2, 3, 6]. Центральная часть тела сложена среднезернистыми долеритами, к кровле зернистость основной массы уменьшается. Западную часть обнажения слагают зеленовато-серые долериты, миндалекаменные вблизи контакта с перекрывающими их осадочными породами. В дайке наблюдается зона закалки мощностью 60, иногда 80 см [2].

В долеритах из центральной части тела присутствуют вкрапленники пироксена и плагиоклаза размером до 3-5 мм. Вкрапленники плагиоклаза удлиненные, часто они хло-



Рис. 1. Дайка Смолинский камень, р. Исеть.

ритизированы и соссюритизированы. Таблитчатый пироксен во вкрапленниках представлен авгитом. Для долеритов из контакта характерно заполнение миндалин карбонат-хлоритовым агрегатом. Плагиоклаз в этих разностях соссюритизирован, пироксен хлоритизирован и карбонатизирован.

По долине р. Камышенки получили развитие многочисленные дайки и субвулканические тела долеритов и габбро-долеритов, возраст которых принят как раннекаменноугольный, на основании находок в известняках редких брахиопод *Globosoproductus* sp. и фораминифер *Endothyra similis* Raus. et Reitl., *E. prisca* Raus. et Reitl., *Planoarchaediscus spirillinoides* (Raus.), *Glomodiscus* cf. *nodosus* Brazhn., *Paraarchaediscus* sp. *P. koktjubensis* (Raus)., *Archaediscus karreri spira* Conil et Lys, *A. spiroides* (Pop.), *Valvulinella lata* Grozd. et Leb. устьгреховского горизонта нижнего и жуковского горизонта верхнего визе [4]. Дайки расположены линейно-ориентированно и цепочкообразно в северо-восточном направлении. Маломощные тела долеритов равномернозернисты во всех участках, в мощных телах наблюдается смена мелкозернистых разностей на крупнозернистые от периферии к центру. Макроскопически долериты представляют собой плотные зеленовато-серые или темно-серые мелко-среднезернистые породы. Под микроскопом обнаруживают долеритовую, офитовую структуру. Состоят из альбитизированного плагиоклаза, моноклинного пироксена, хлорита.

На р. Ирбит долериты образуют силловые залежи с секущими апофизами в верхнедевонских известняках и туфогенно-осадочных отложениях.

Толщи туфов, туффитов и ракушечных известняков подстилают вулканиты базальтового состава, что дало основание возраст эффузивов и секущих долеритов определить как раннекаменноугольный [3]. Наиболее крупное субвулканическое тело габбро-долеритов обнажается на левом берегу реки близ села Писанское (рис. 2).



Рис. 2. Выходы габбро-долеритов, р. Ирбит.

Центральная часть тела сложена крупно- и гигантозернистыми разностями, которые к краевой части сменяются мелкозернистыми сильно эпидотизированными и окварцованными породами. Структура пород габбро-долеритовая. Плагиоклаз образует таблитчатые кристаллы, пироксен представлен авгитом.

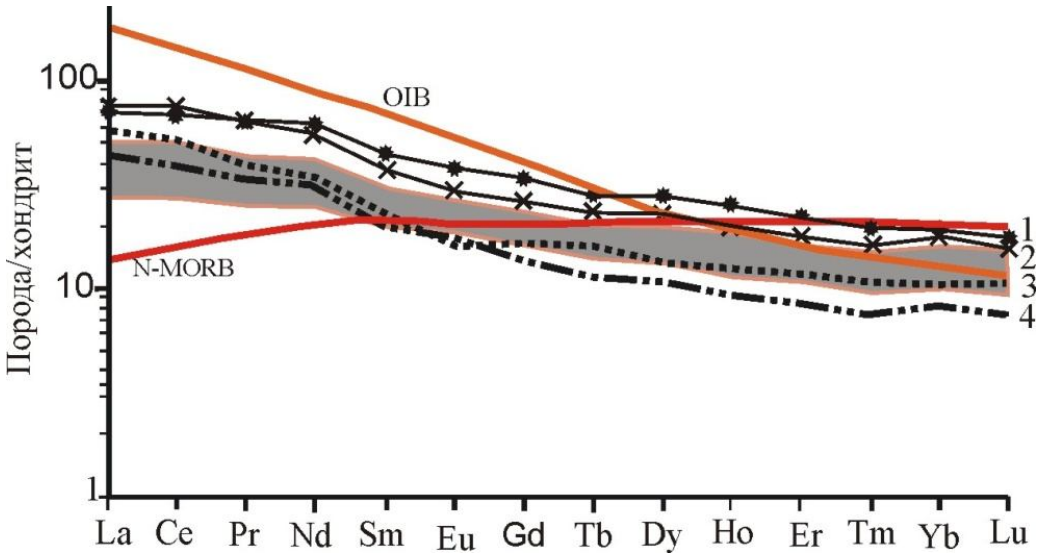


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов в долеритах краевого пояса Сухоложско-Теченской зоны. Содержания нормированы по хондриту [10].
1, 2 – крупнозернистые габбро-долериты р. Ирбит; 3 – базальт р. Камышенки; 4 – базальт р. Ирбит; залито поле составов долеритов.
Для сравнения приведены диаграммы для средних составов обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов (E-MORB) и внутриплитных базальтов океанов (OIB) [10].

В настоящее время нами получены данные по петрогеохимии этих пород. Все аналитические исследования были проведены в лаборатории ФХМИ Института геологии и геохимии УрО РАН. Определение содержаний редких и редкоземельных элементов в вулканитах выполнялось на ICP-MS анализаторе ELAN 9000. Данные по окислам получены рентгеноспектральным флуоресцентным методом на СРМ-18 и на EDX- 900HS (Na_2O).

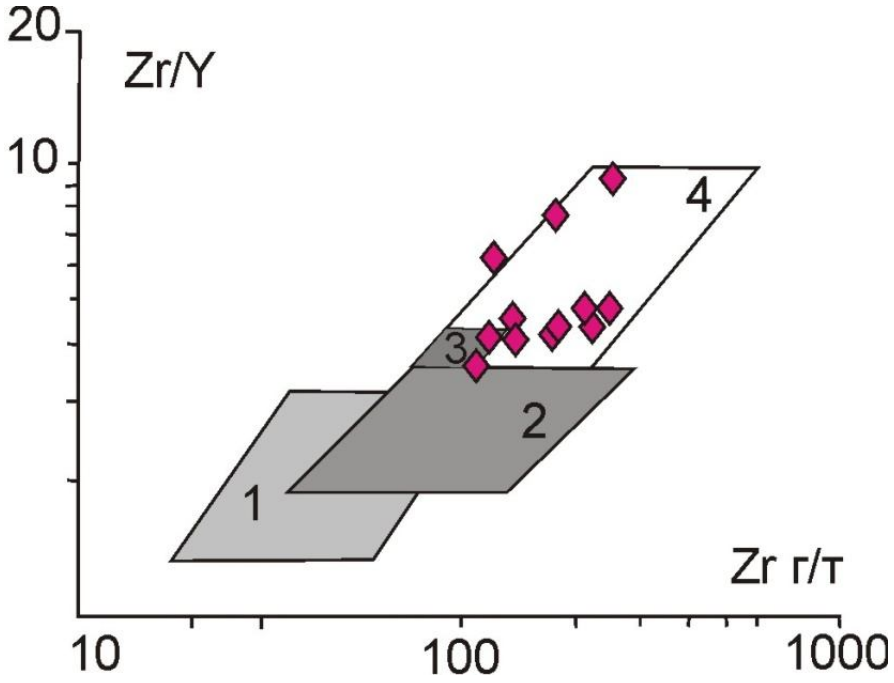


Рис. 4. Диаграмма Zr/Y-Zr [9] для долеритов краевого пояса Сухоложско-Теченской зоны. Поля составов пород: 1 – островных дуг, 2 – срединно-океанических хребтов, 3 – E-MORB, 4 – внутриплитных обстановок [9].

Отличительной чертой химизма долеритов является низкое содержание кремнезема. На TAS-диаграмме (сумма щелочей – кремнезем) точки их составов группируются на границе раздела ультраосновных и основных пород. Породы являются высокотитанистыми, умеренноглиноземистыми с достаточно стабильным содержанием MgO (5,4-7 %), содержание P_2O_5 достигает 0,1-0,3 %, количество окиси кальция варьирует от 7 до 10 мас. %. Количество окисного и закисного железа превышает в среднем 12%.

По соотношениям TiO_2 – K_2O долериты сопоставимы с вулканитами океанических островов и внутриплитных областей, по соотношению TiO_2 – FeO*/MgO – с базальтами океанических островов.

В породах наблюдаются вариации содержаний ниобия (Nb – 6-20 г/т). Содержания других высокозарядных элементов колеблются в более узких пределах (Zr =174,5-184,4 г/т; Y= 42-47 г/т).

Исследуемые образцы по сравнению с базальтами N-MORB типа обогащены Ba, Sr, Ti, Zr, легкими РЗЭ (рис. 3).

На классификационной диаграмме Zr/Y-Zr точки составов долеритов смещены в область внутриплитных лав (рис. 4).

Таким образом, петрогеохимические параметры долеритов даек более характерны для пород, накапливающихся во внутриплитных обстановках.

Работа выполнена при поддержке программ УрО РАН (проект 12-П-5-2015 и проект 12-У-5-1041).

Литература

1. *Волчек Е.Н., Нечеухин В.М.* Петрогеохимические особенности вулканогенных пород Сухоложской зоны (восточный сегмент Среднего Урала) и их значение для геодинамических реконструкций // Литосфера. № 3. 2012. С. 146-150.
2. *Дианова Т.В., Олерский В.П., Соляник В.Н., Соляник Н.В.* Субвулканические диабазы в визейских отложениях Каменского района (восточная вулканогенная зона)// Палеовулканизм Урала. Свердловск, 1975. С. 173-180
3. *Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я.* Среднепалеозойский вулканизм Восточной зоны Урала. Л.: Наука, 1979. 129 с.
4. *Кучева Н. А, Т. И. Степанова, Волчек Е. Н.* Геологическое строение каменноугольных образований в нижнем течении р. Камышенка (Бассейн р. Исеть, восточный склон Среднего Урала) // Ежегодник 2006. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 37-42.
5. *Нечеухин В.М.* Методология тектоно-геодинамического анализа и ее реализация в применении к орогеническим геодинамическим системам Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии // Ежегодник-2009. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 75-78.
6. Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Сазонов В.Н., Шевалев В.П., Слободчиков Е.А., Дубейковский С.Г. Геологические маршруты по Сухоложскому и Каменскому полигонам. Екатеринбург, 2002. 295 с.
7. *Пронин А.А.* Карбон восточного склона Среднего Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1960. 230 с.
8. *Чувашов Б.И., Анфимов А.Л.* Карбонатно-терригенные отложения разреза «Кодинка-Щербаково» - опорный разрез верхнего девона бассейна р. Исеть (восточный склон Среднего Урала) // Ежегодник 2007. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 88-97
9. *Pearce J.A., Norry M.J.* Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. Vol. 69. P. 33–47.
10. *Sun S.-s. and McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes / in: A.D.Saunders and M.J.Norry (Eds.) Magmatism in the Oceanic Basins. Blacrwell, Oxford, 1989, P. 313 - 345.

СТРУКТУРНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ОЛИВИНЕ РАЗНОГО ГЕНЕЗИСА

Глазунов О.М.[1], Баюков О.А.[2]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск
[2]Институт физики им. Л.В. Киренского СО РАН, г. Красноярск

Во всех сравниваемых оливинах наблюдается устойчивое вхождение Fe^{2+} в двух неэквивалентных структурных позициях M1 и M2 (табл.). Высокое КР Fe^{2+} в позиции M1 по сравнению с позицией M2 показывает, что позиция M1 меньше искажена у всех Ol, кроме гидротермальных. Степень катионной упорядоченности структуры Ol снижается при повышении температуры кристаллизации, на что указывает низкое значение КР как показателя умеренного искажения структуры от идеальной упаковки. Наиболее упорядоченными по структуре являются Ol гидротермального типа с высокой заселённостью Fe^{2+} в позиции M1. Возрастание величины КР в оливине из включений в кимберлитах можно приписать метаморфизму при контактово-пирогенном воздействии. Зависимость КР от температуры проявляется более контрастно в ортопироксене, который нередко изменяет свою структуру согласованно с оливином в условиях амфиболитовой фации [1]. Обращает на себя внимание нулевой показатель Fe^{3+} в оливине из включений в перидотитах тр. Обнажённая. По сравнению с другими минералами (ортопироксен, гранат) мёссбауэровские характеристики оливина не дают полной развёртки для интерпретации генезиса всей парагенетической ассоциации. С другой стороны, величина квадрупольного расщепления значимо различает оливины офиолитового петротипа от оливина гранулитовой фации и из включений в кимберлитах.

Таблица. Мёссбауэровские характеристики оливинов.

№ п.п.	Fe^{2+} (M1)				Fe^{2+} (M2)				Fe^{3+}			
	ИС	КР	Г	ПС	ИС	КР	Г	ПС	ИС	КР	Г	ПС
1	1.42	3.02	0.29	0.96	1.39	2.91	0.21	0.03	0.68	0.34	0.23	0.01
2	1.42	3.04	0.29	0.81	1.39	2.83	0.23	0.16	0.54	0.30	0.21	0.03
3	1.42	3.06	0.30	0.80	1.39	2.88	0.23	0.17	0.55	0.42	0.73	0.027
4	1.42	3.07	0.30	0.82	1.39	2.86	0.22	0.16	0.45--0.57	0	0.55--0.68	0.01--0.05

ИС – изомерный химический сдвиг; КР – квадрупольное расщепление; Г – ширина линии; ПС – заселённость позиций; размерность - мм·сек$^{-1}$. Геологическая позиция Ol: 1- гидротермального генезиса (Х-1), 2- из дунитов офиолитового ряда: Оспинский массив, В. Саяны (91-1), 3- из перидотитов железистого типа: Канский зеленокаменный пояс (501), 4- из ксенолитов в кимберлитах Сев. Якутии: тр. Обнажённая (обн. 51). Средние значения из трёх измерений. В скобках - номера образцов.

Литература

1. *Глазунов О.М., Баюков О.А., Колосков А.В.* Кристаллохимическая позиция Fe в структуре пироксенов из различных геодинамических условий // II Национальная кристаллохим. конф.: Тез. докл.: Черноголовка: ИПХФ РАН, 2000. С. 165-166.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ВКЛЮЧЕНИЙ В ЦИРКОНЕ ИЗ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ ГРАНАТИТОВ МИНДЯКСКОГО МАССИВА

Готтман И.А., Пушкарев Е.В., Гловатских С.П., Замятин Д.А.
Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург

Геохронологическое значение цирконов, нередко, может быть поставлено под сомнение, поскольку часто отсутствуют критерии их сингенетичности или ксеногенности по отношению к тем породам, из которых цирконы были извлечены. Важнейшим критерием гомеогенности цирконов является наличие в них минеральных включений, сходных с породообразующими или второстепенными минералами изучаемых пород. В данной работе приведены результаты исследований включений в цирконе из высокобарических гранатитов Миндякского лерцолитового массива, расположенного на Южном Урале. Геологическое положение и строение Миндякского массива описано в работе [20], а геология и состав высокобарических пород в работе [3].

Высокобарические гранатовые породы, в Миндякском массиве представлены: 1) пироповыми вебстеритами и пироп-оливин-шпинелевыми вебстеритами, 2) гранатовыми клинопироксенитами и гранатитами, 3) амфибол-пироксен-ильменит-гранатовыми базитами. Они слагают блоки, от первых сантиметров до первых метров, в полимиктовых брекчиях с алюмо-силикатным или серпентинитовым цементом. Полимиковые брекчии слагают тело размером около 500 м с максимальной шириной 300 м, приуроченное к контакту полосчатых шпинелевых и плагиоклазовых лерцолитов с расслоенной дунит-клинопироксенит-габбровой серией в северной части массива Миндяк. Они вскрываются на северном и северо-восточном отрогах горы Атутэ в 2 км к северо-западнее пос. Миндяк.

Гранатиты образуют блоки в серпентинитовых брекчиях размером до 1 м, окруженные со всех сторон каймами родингитов, мощностью до 2-3 см. Породы состоят из светлого розовато-оранжевого высококальциевого пироп-альмандина (80-90 об.%), образующего крупные зерна размером до 1-1.5 см. Пространство между гранатом выполнено бурым, амфиболом (до 5-10%). Породы обогащены рутилом, апатитом и цирконом, которые встречаются как в виде включений в гранате, так и в межзерновом пространстве. Некоторые участки породы имеют крупно-зернистую и пегматоидную структуру и выполнены агрегатом амфибола и рутила.

Размер зерен циркона варьирует от 100 до 1000 мкм. Форма зерен короткопризматическая или округлая. Округлые цирконы более характерны для включений в гранате. В родингитовой зоне, окружающей гранатиты циркон замещается радиально-лучистыми агрегатами бадделеита [3]. Примерно в 15-20% зерен цирконов наблюдаются минеральные включения, которые могут быть представлены либо одним минералом, либо полиминеральными агрегатами. Последние преобладают.

Среди минералов включений в цирконе были определены: амфибол, флогопит, ниигатоит, хлорит, ильменит, гранат и кимрит. Последний был описан нами ранее [1]. Включения амфибола резко преобладают. Иногда они обладает собственной формой, свидетельствующей о захвате кристаллов амфибола растущим цирконом, иногда граничная поверхность амфибола и циркона указывает на их совместную кристаллизацию. Амфибол из включений часто срастается с флогопитом и ильменитом (рис. 1 а-в). Амфибол представлен паргаситом-магнезиогастингситом ($Ca_B \geq 1.5$; $(Na+K)_A \geq 0.50$; $Ti < 0.5$) (Leake et al., 1997) с содержаниями Al_2O_3= 17-19 мас.% и железистостью f=0.16-0.29.(табл.). По составу амфибол включений близок породообразующему амфиболу гранатитов и гранатовых клинопироксенитов Миндякского массива (рис. 2). Флогопит, срастающийся с амфиболом, образует пластинчатые зерна размером 5-10 мкм (рис. 1а, в). По-видимому, флогопит частично хлоритизируется, о чем свидетельствует понижение содержаний калия и кремния и увеличения дефицита суммы в химических анализах. Он относится к низкотитанистому

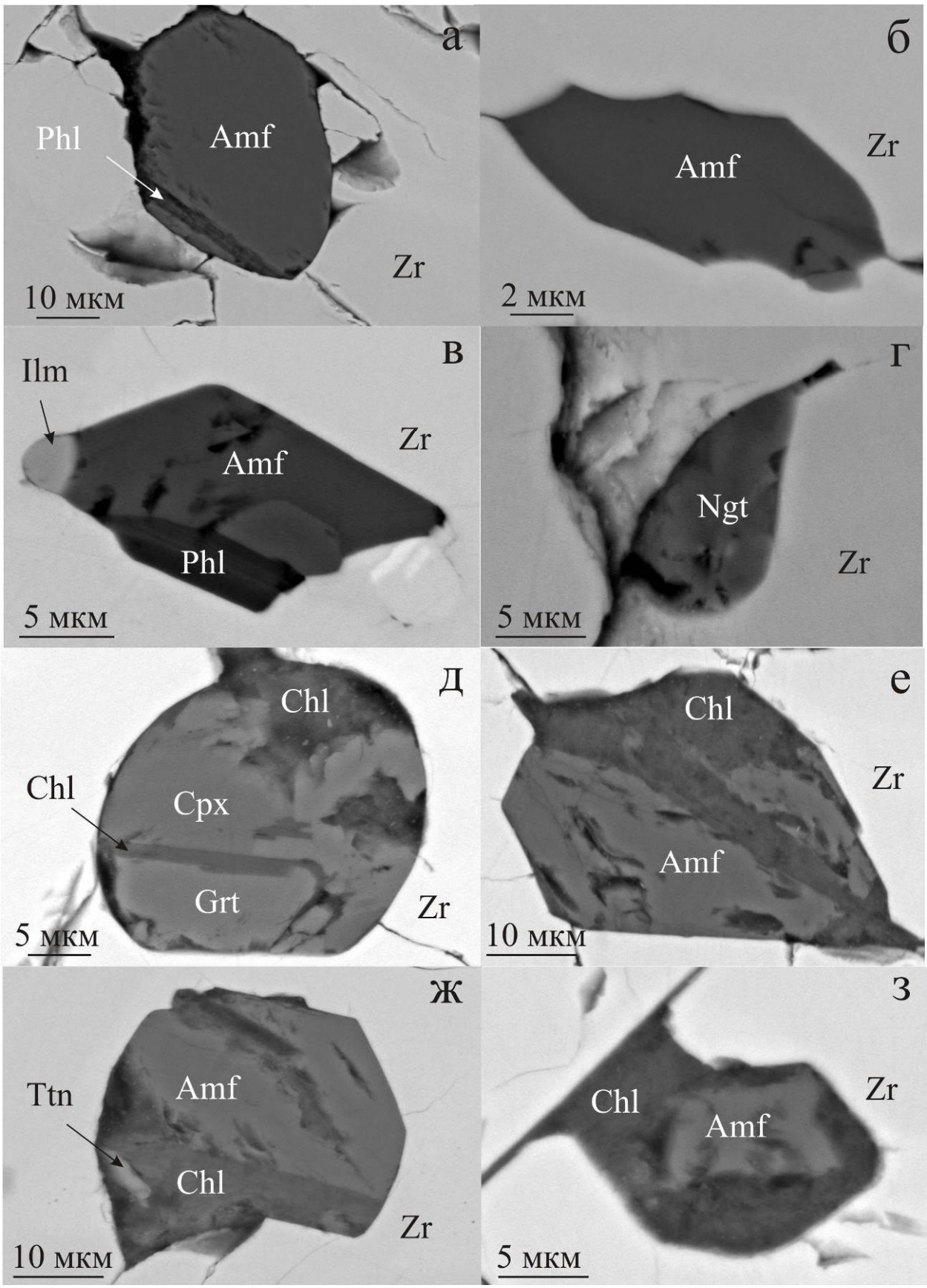


Рис. 1. Микрофотографии в обратно рассеянных электронах включений в цирконах из гранатитов Миндякского массива: а-г – микрокристаллы и их сростки; е-з – полифазные включения: д – клинопироксен-гранат-хлоритовые, е - з – амфибол-хлоритовые. Амфибол (Ampf), клинопироксен (Cpx), гранат (Grt), флогопит (Phl), ниигатоит (Ngt), ильменит (Ilm), хлорит (Chl), циркон (Zr).

Таблица. Состав включений в цирконах из гранатитов Миндякского массива (мас.%).

№ пробы	Мк-214									
	3-1	87-1	4-1	15-2	71-1	114-1	12-3	68-2	71-2	87-5
№п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Ampf				Cpx		Phl	Ngt	Grt	Ilm
SiO_2	40.34	40.93	40.71	40.79	52.75	52.73	34.55	33.57	38.91	0.8
TiO_2	0.93	0.9	0.58	0.74	0.45	0.18	0.62	0.38	1.36	52.13
Al_2O_3	17.91	18.31	19.2	17.67	2.14	1.33	18.81	26.86	20.65	0.04
Cr_2O_3	0.04	0.03	0.04	0	0	0	0	0.15	0.03	0.04
FeO*	7.63	5.15	8.45	7.89	6.13	9.29	10.01	5.8	1.37	40.25
MnO	0.04	0.07	0.05	0.08	0.12	0.4	0.09	0.07	0.26	0.28
MgO	13.19	14.46	12.43	13.43	12.73	11.04	19.39	0.16	0.04	4.33
CaO	12.63	12.86	12.55	12.87	24.43	24.22	0.22	14.38	37.12	0.06
Na_2O	1.8	1.4	1.69	1.6	0.63	0.36	0.24	0.02	0.02	-
K_2O	1.51	1.86	1.03	1.65	-	-	6.66	0.01	0.01	-
SrO	-	-	-	-	-	-	-	15.04	-	-
Сумма	96.02	95.97	96.73	96.72	99.38	99.55	90.59	96.44	99.76	97.93
Fe/(Fe+Mg)	0.24	0.16	0.27	0.24	0.21	0.32	0.18			

Примечание. Ampf – амфибол, Cpx – клинопироксен, Phl –флогопит, Ngt – ниигатоит, Grt – гранат, Ilm – ильменит. FeO* - все железо в форме FeO. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе Cameca SX-100 в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, аналитик Д.А. Замятин.

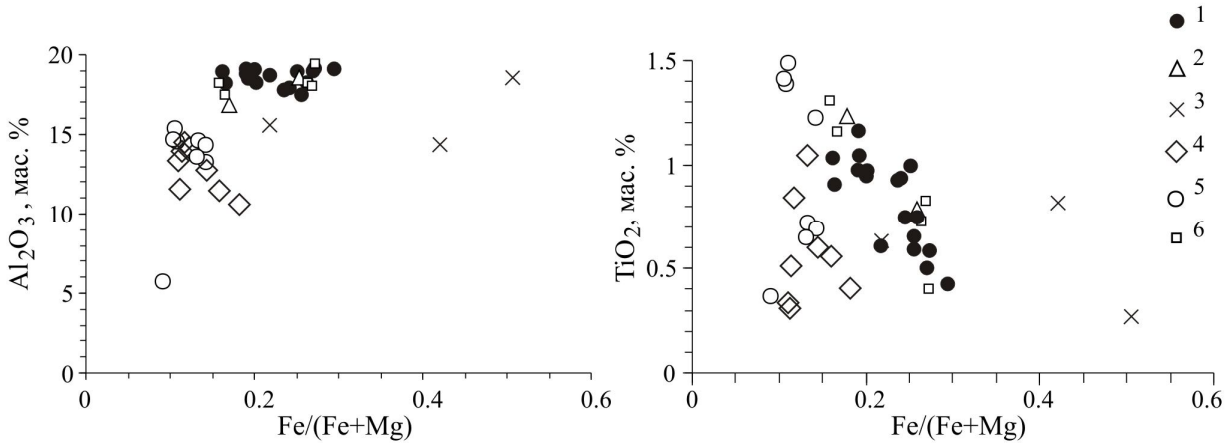


Рис. 2. Состав амфиболов из высокобарических пород Миндякского массива.
1 - включения в цирконе гранатитов, 2 - гранатиты, 3 - амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые базиты; 4 - пироповые вебстериты, 5 - шпинелевые вебстериты, 6 - гранатовые клинопироксениты.

типу и содержит около 0.6% TiO_2. Железистость флогопита 0.20-0.22 (табл.). Ильменит в срастании с амфиболом и флогопитом характеризуется повышенной магнезиальностью. Он содержит до 4 мас.% MgO (табл.). Содержания марганца не превышают 0.3% MnO.

Ниигатоит – стронциевый аналог клиноцоизита $CaSrAl_3(Si_2O_7)(SiO_4)O(OH)$, относится к относительно редким минералам. Впервые он был установлен в пренитовых породах, образующих, предположительно, блоки в серпентиновом меланже в префектуре Ниигата (Япония) вместе с другими метаморфическими, в том числе и с высокобарическими породами: жадеититами, альбититами, родингитами и метагаббро [4]. Предполагается, что ниигатоит кристализуется на поздних стадиях образования пренитовых пород из богатых Sr остаточных жидкостей [4].

Нами было обнаружено два включения ниигатоита в цирконах из гранатитов Миндякского массива. Он образует мелкие самостоятельные включения в цирконах размером около 10-15 мкм и (рис. 1г). Форма зерен неправильная. Нельзя исключить его приуроченность к дефектам в кристалле, что может давать основание для предположения, что он образовался при родингитизации гранатитов. Содержание SrO составляет 15 мас.%. (табл.).

Полифазные включения в цирконах имеют округлую или сложную форму. По минеральному составу среди них можно выделить две группы: 1) амфибол-хлоритовые (рис. 1е-з) и 2) клинопироксен-гранат-хлоритовые (рис. 1 д). В первой группе, амфибол образует субидиоморфные зерна, занимающие 60-90 об.% включения, срастающиеся с хлоритом. Иногда в таких включения отмечаются редкие, мелкие (размером около 2-3 мкм), ксеноморфные зерна пирротина, халькопирита, рутила и титанита (рис. 1 ж). Состав амфибола отвечает паргаситу-магнезиогастингситу ($Ca_B \geq 1.5$; $(Na+K)_A \geq 0.50$; $Ti < 0.5$) (Leake et al., 1997) с содержаниями Al_2O_3= 17-19 мас.% и железистостью f=0.16-0.29 (табл.). Состав амфибола из мономинеральных и полиминеральных включений одинаковый и соответствует породообразующему амфиболу из гранатитов. Состав граната из клинопироксен-гранат-хлоритовых включений соответствует гроссуляру, поэтому можно предположить, что сами включения отвечают родингитовому парагенезису и могут быть связаны этапом родингитизацией гранатитов. Высококальциевый состав клинопироксена, который характеризуется умеренными содержаниями глинозема, натрия и титана (рис. 3) не противоречит родингитовой природе включений (табл.).

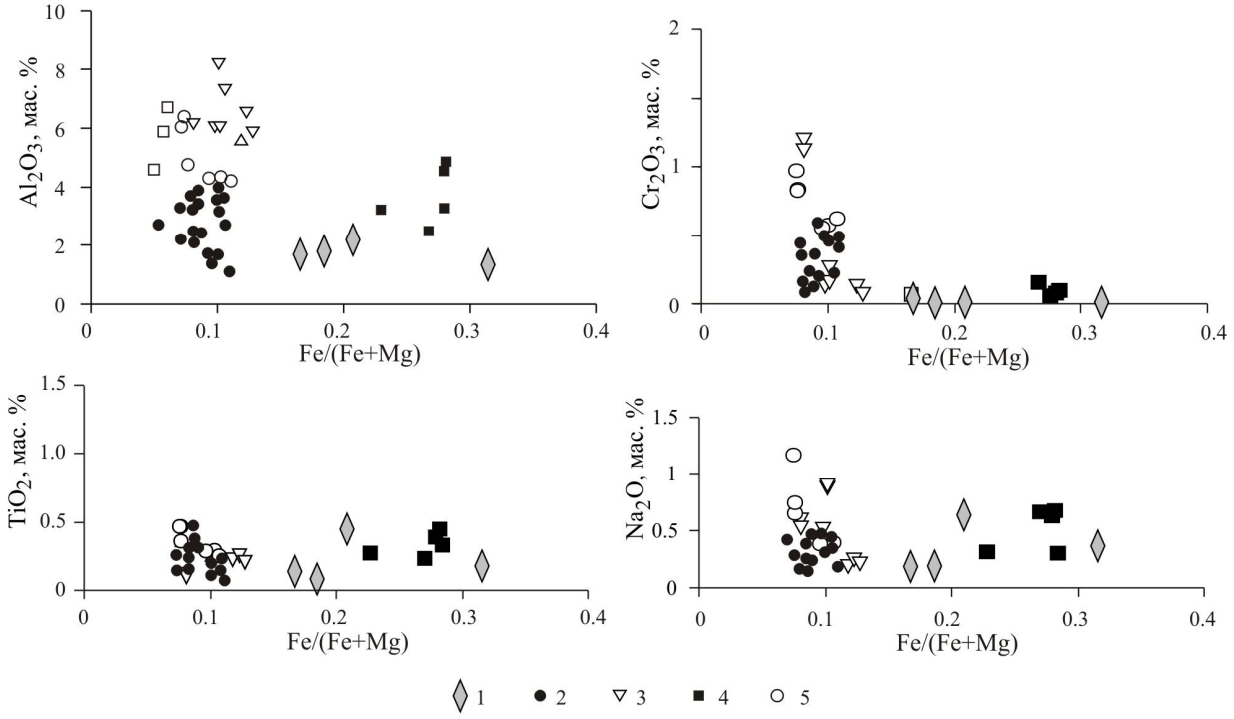


Рис. 3. Состав клинопироксенов из высокобарических пород Миндякского массива.
1 - включения в цирконе из гранатитов, 2 - пироповые вебстериты, 3 - гранатовые клинопироксениты, 4 - амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые базиты, 5 - оливин-шпинелевые вебстериты.

Состав изученных включений в цирконах из высокобарических гранатитов Миндякского массива на Южном Урале, в целом, соответствует позднему этапу кристаллизации пород, когда происходило образование амфибол-рутилового парагенезиса в межзерновом базисе гранатитов и пегматоидных участков в породах. Высокие содержания глинозема в амфиболе, достигающие 18-19% Al_2O_3, свидетельствуют о его высокобарической природе. Другой тип включений, по-видимому, соответствует стадии родингитизации

гранатитов и, возможно, образуется по первичным включениям в открытой системе, при взаимодействие с родингитовыми флюидами. Таким образом, состав амфиболовых включений подтверждает высокобарическую природу циркона, возраст которого должен соответствовать поздним этапам образования гранатитов в момент кристаллизации в них высокоглиноземистого амфибола.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ № 13-05-00597, 13-05-96031 р_урал_а (РФФИ-Урал - Правительство Свердловской области), 12-05-00112а, Совместных проектов УрО-СО-ДВО РАН № 12-С-5-1004.

Литература

1. Готтман И.А., Пушкарев Е.В., Главатских С.П. Кимрит ($BaAl_2Si_2O_8$ * H_2O) из высокобарических гранатитов Миндякского массива на Южном Урале // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2013. №10. С. 17-21.
2. Денисова Е.А. Внутреняя структура Миндякского ультраосновного массива (Южный Урал) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274, № 2. С. 382–387.
3. Пушкарев Е.В., Рязанцев А. В., Третьяков А. А., Белова А. А., Готтман И.А Ганатовые ультрамафиты и мафиты в зоне главного уральского разлома на Южном Урале: петрология, возраст и проблема образования // Литосфера. 2010. № 5. С. 101-133.
4. Mjyajima H., Matsubara S., Miyawaki R., Hirokawa K. Niigataite, $CaSrAl_3(Si_2O_7)(SiO_4)O(OH)$: Sr-analogue of clinozoisite, a new member of the epidote group from the Itoigawa-Ohmi district, Niigata Prefecture, central Japan // Journal of Minerabgical and Petrological Sciences, 2003. Vol. 98. P. 118-129.

О ТИТАНОВОМ ВАДЕИТЕ ИЗ ПОРОД ХИБИНСКОГО МАССИВА

Ерофеева К.Г., Агеева О.А., Жиличева О.М.
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, геохимии и минералогии РАН (ИГЕМ РАН), г. Москва

Вадеит – редкий калиевый цирконосиликат ($K_2ZrSi_3O_9$) - встречается в породах с четко выраженной калиевой спецификой. Впервые он был найден в Западной Австралии в лейцитовых лампроитах района Кимберли [21]. На данный момент известно о нахождении вадеита в пегматитах нефелиновых сиенитов Хибинского комплекса [1, 11, 12], карбонатитах ультраосновных – щелочных пород Ковдорского массива [6]; псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитах, кальсилитсодержащих пегматитах и щелочных метасоматитах Мурунского щелочного комплекса на Алданском щите [3, 5, 7, 9, 20]; лампроитовом массиве Лейцит Хиллс в штате Вайоминг (США) [19]; в пегматитах агпаитовых нефелиновых сиенитов массива Гордон Бьютт в штате Монтана (США) [15]; в массиве Мон-Сент-Илер (Канада) [18]; в лампроитах провинции Мурсия (Испания) [16]; в суб-паралелльных кимберлитовых дайках месторождения Хелам (Свартрюххенс, ЮАР) [17]; в щелочном комплексе Посус-ди-Калдас (Бразилия) [14]; лампроитовой трубке месторождения Аргайл (Австралия).

В большинстве работ вадеит рассматривается как магматический минерал, кристаллизующийся из высококалиевых магм. Образование вадеита Мурунского массива в щелочно-сиенитовых пегматитах по данным [13] носит наложенный характер минерализации: её источником могли являться отщепления ультращелочных расплавов более поздних интрузивных фаз. В Хибинском массиве образование вадеита авторы [6; 8] связывают с метасоматическим процессом, протекавшим в условиях обогащения пород калием.

Вадеит в Хибинском массиве

В Хибинском массиве (Кольский полуостров) вадеит широко распространен в районе апатитовых месторождений Расвумчорр, Юкспор, Кукисвумчорр. Он встречается в породах, вмещающих апатитовое оруденение - рисчорритах и мельтейгит-уртитах. На горе Кукисвумчорр в нефелин-полевошпатовых жилах рисчорритов вадеит наблюдался в тесной ассоциации с нефелином или содалитом [8]. На месторождении Расвумчорр в полевошпат-арфведсонитовых пегматитах близ контакта с обогащенными апатитом породами мелкие кристаллы и выделения неправильной формы вадеита встречены заключенными в эвдиалите и микроклине [8]. Наиболее крупные выделения вадеита приурочены к крупнокристаллическим апатит-эгирин-микроклиновым участкам пегматита, вскрытым в трахитоидных ийолитах горы Расвумчорр. Здесь зерна вадеита находятся в интерстициях между кристаллами калиевого полевого шпата, апатита и эгирина [10]. В пегматитах массивных уртитов месторождения Кукисвумчорр наблюдались вадеит-содержащие псевдоморфозы по кристаллам эвдиалита [8].

Нами проведено детальное изучение акцессорного вадеита в породах комплекса пойкилитовых нефелиновых и кальсилитовых сиенитов (рисчорритов) Хибинского массива, отличающихся от типичных «натриевых» агпаитовых нефелиновых сиенитов (хибинитов, фойяитов и др.) текстурно-структурными характеристиками и особенностью химического состава. Специфику химического состава рассматриваемых пород определяет повышенное содержание калия в главных породообразующих и акцессорных минералах.

В данном комплексе пород вадеит наблюдается как в самих рисчорритах, так и в ассоциирующих породах, характеризующихся меньшим содержанием калиевого полевого шпата (ортоклаза): в полевошпатовых уртитах и ювитах. Характерно, что степень идиоморфизма кристаллов вадеита уменьшается с увеличением содержания калиевого полевого шпата в породах. В рисчорритах - наиболее полевошпатовых породах комплекса - вадеит образует единичные зерна, реже - их скопления. Как правило, они приурочены к стыкам пойкилитовых вростков нефелина и вмещающего ортоклаза, где подвергаются ин-

тенсивной коррозии со стороны последнего. Вадеит в данном комплексе пород также отмечается в составе вадеит-лопарит-пектолитовых псевдоморфоз, образующихся, предположительно, по эвдиалиту [2]: зерна вадеита характеризуются отчетливым идиоморфизмом и занимают половину объема псевдоморфоз.

В наиболее полевошпатовых породах комплекса вадеит отмечен в ассоциации с апатитом, содалитом, эгирином, беталомоносовитом, бербанкитом, лопаритом, а также калиевыми минералами: ортоклазом, нефелином, кальсилитом, калиевым амфиболом, фенакситом, дельхайелитом, калиевым эвдиалитом, K, Ba- и K, Sr-лампрофиллитом, лабунцовитом (леммлейнитом-K), калиевым батиситом, расвумитом и др. В пойкилитовых кальсилитовых сиенитах наблюдается тесная пространственная ассоциация вадеита с зернами апатита и мелкими изометричными выделениями содалита.

Особенности химического состава вадеита

До настоящего времени вадеит рассматривался как минерал устойчивого состава, имеющий строгие ограничения к изоморфным замещениям [11, 19]: химические составы этого минерала характеризовались отчетливым постоянством (таблица 1).

Таблица 1. Химический состав вадеита из массивов мира.

Комп. /№	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	ZrO_2	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма
ан. 1	39,43	5,98	1,63	21,29	-	5,22	2,82	18,40	94,77
ан. 2	46,36	-	1,03	26,62	0,18	0,47	1,28	20,99	96,93
ан. 3	51,30	0,03	22,40	0,70	0,35	-	-	25,10	99,88
ан. 4	50,40	0,03	22,30	0,19	0,37	-	-	25,90	99,19
ан. 5	49,80	0,03	21,80	0,66	0,40	-	-	26,30	98,99
ан. 6	45,50	0,03	2,04	28,20	0,17	-	-	22,80	98,74
ан. 7	45,30	4,03	1,37	21,50	-	3,08	0,14	22,00	97,42
ан. 8	45,08	-	0,74	30,84	0,20	-	0,01	22,79	99,66
ан. 9	45,54	-	0,84	30,86	0,20	-	0,05	23,28	100,77
ан. 10	47,96	-	1,69	31,66	0,56	0,91	0,13	15,98	99,55
ан. 11	45,85	-	2,82	28,82	0,71	-	-	21,58	100,53
ан. 12	46,41	-	0,72	31,43	0,41	-	0,09	21,48	100,65*
ан. 13	47,88	-	1,80	29,53	0,53	-	0,05	18,63	99,00
ан. 14	46,92	-	1,22	31,19	0,36	-	0,14	20,81	101,08**

Примечание: ан. 1 - Кимберли [21]; ан. 2 - Ковдор [6]; ан. 3-6 - Лейцит Хиллс [19 ан. 7-9 - Мурунский массив [9, 13]; ан. 10-14 - Свартруххенс [17]. Прочерк означает отсутствие данных.

*В сумме анализа присутствует MnO = 0,02 мас.%

** В сумме анализа присутствует Cr_2O_3 = 0,04 мас.%

Важно отметить, что в работе [19] приводится описание калиевого титаносиликата, состав которого соответствует титановому аналогу вадеита (таблица 1, ан. 4-6). Минерал был установлен в массиве Лейцит Хиллс штата Вайоминг (США) в основной массе вулканических пород (лампроитов) в тесном срастании с низкотитановым вадеитом. Авторы [19] высказали предположение, что отсутствие фаз промежуточного состава в данных срастаниях свидетельствует об ограниченной изоморфной смесимости между циркониевыми и титановыми разностями.

В результате проведенного нами систематического изучения вадеита из пород комплекса рисчорритов Хибинского массива был выявлен ряд промежуточных разновидностей между беститановым вадеитом и титановым аналогом вадеита (рис. 1).

Установлены фазы, в которых содержание титана превалирует (в формульных единицах) над содержанием циркона. Таким образом, их состав соответствует титановому аналогу вадеита с примесью циркония. Наиболее обогащенный титаном образец характеризуется соотношением Ti/(Zr+Ti)=0.78 и имеет эмпирическую формулу $K_{2,04}(Ti_{0,74}Zr_{0,21})_{0,95}Si_3O_{8,91}$ (таблица 2, ан.8). Полученные данные могут свидетельствовать о неограниченной изоморфной смесимости между Ti и Zr в минерале.

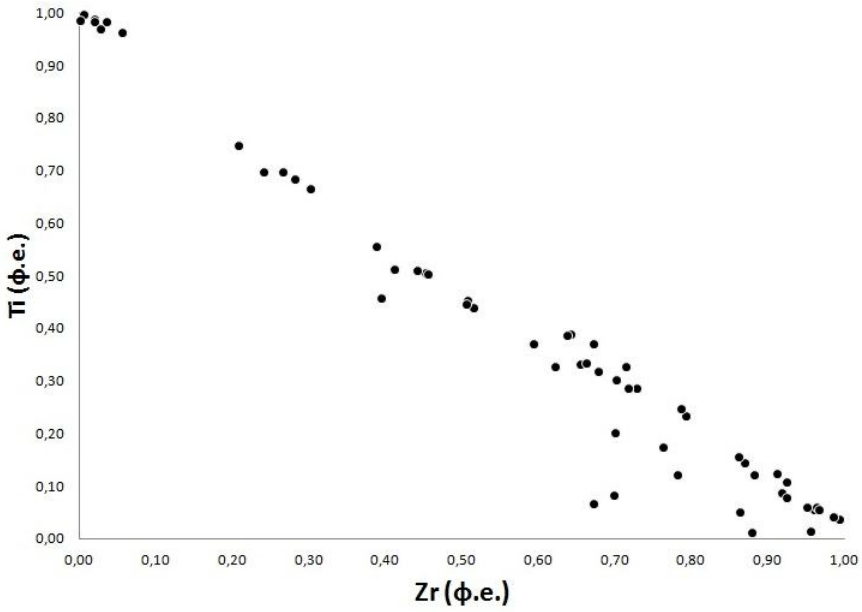


Рис. 1. Соотношение содержания Ti и Zr в изоморфном ряду вадеит – Ti-аналог вадеита (по данным авторов и по результатом обработки литературных источников).

Таблица 2. Химический состав вадеита из пород комплекса рисчорритов.

Комп. /№	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	ZrO_2	Nb_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	Ti/ Ti+Zr
ан. 1	45,98	0,00	1,89	29,97	0,00	0,20	0,00	24,11	102,15	0,09
ан. 2	45,92	0,06	3,49	23,63	0,53	0,01	0,00	23,52	97,19*	0,19
ан. 3	47,46	0,08	8,27	20,99	-	0,20	0,06	23,91	100,97	0,38
ан. 4	45,17	0,08	4,99	24,52	0,00	0,00	0,15	23,27	98,17	0,24
ан. 5	47,07	0,23	6,02	23,62	0,00	0,11	0,47	23,43	100,98*	0,28
ан. 6	46,13	0,06	6,87	20,97	0,00	0,63	0,15	23,35	98,15	0,34
ан. 7	48,93	0,00	4,24	22,80	0,00	0,00	0,00	25,30	100,24	0,22
ан. 8	47,18	-	6,83	19,93	-	-	-	26,39	100,33	0,35
ан. 9	47,94	0,00	9,44	16,49	0,00	0,00	0,00	26,37	100,24	0,47
ан. 10	47,42	-	11,64	12,50	-	-	-	26,49	98,05	0,61
ан. 11	47,97	-	14,16	9,88	-	-	-	26,99	99,00	0,69
ан. 12	50,01	0,00	16,39	7,04	0,00	0,00	0,00	26,62	100,06	0,78

Примечание. Образцы: ан.1-3 - из пироксеновых рисчорритов; ан.4-12 из ультаркалиевых (кальсилитовых) рисчорритов. Ан.7-12 – из одного зерна (JSM-5300, Link ISIS). Прочерк означает отсутствие данных. *В сумму входит FeO=0,03 мас.%.

Таким образом, широкие вариации в содержании титана и циркония, находящихся в обратной корреляционной зависимости, свидетельствуют о существовании полного изо-

морфного ряда между вадеитом и его титановым аналогом (рис. 1). Характерно, что соотношение Ti и Zr может изменяться не только в пределах образцов породы, содержащей вадеит (таблица 2, ан. 4-6), но и в пределах единичных зёрен исследуемого минерала (таблица 2, ан. 7-12).

Обогащенные титаном участки наблюдаются, как правило, в периферических частях зерен вадеита (рис. 2 а-в), что может быть связано с их более поздним формированием. Возможно, это происходило под действием наложенных процессов. О позднем обогащении вадеита титаном также свидетельствуют полученные катодолюминесцентные изображения, в которых участки, в той или иной степени обогащенные титаном (характеризующиеся более ярким CL-свечением), наблюдаются в периферических частях (рис. 2 а-в) и распространяются вглубь зерен по трещинам спайности и ослабленным зонам.

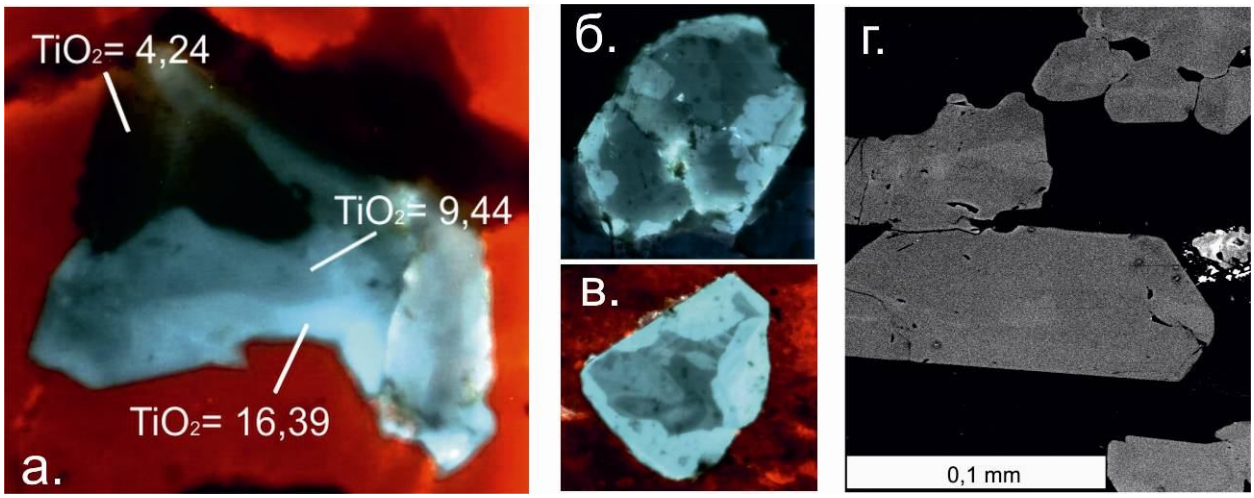


Рисунок 2. (а-в) Катодолюминесцентные изображения зерен вадеита (темно- и светло- голубое CL-свечение): (а) участки, в различной степени обогащенные титаном, и соответствующее им изменение яркости CL-свечения, (б-в) участки с несущественным повышением содержания Ti (ярко-голубое CL-свечение) в периферических частях низкотитанового вадеита (красное – калиевый полевой шпат); (г) зерна вадеита в составе лопарит (белое) – пектолит (черное) – вадеитовых (серое) псевдоморфоз по эвдиалиту (в обратно рассеянных электронах): светло-серые участки соответствуют вадеиту с повышенным содержанием Ti (~8 мас.% TiO_2).

Вадеит, входящий в состав псевдоморфоз по кристаллам эвдиалита, также имеет неоднородный химический состав. Содержание TiO_2 в отдельных зернах колеблется от 2,15 до 8,23 мас.%, кристаллы имеют зональное строение, а распределение участков в разной степени обогащенных титаном носит незакономерный характер (рис. 2г). Такая неоднородность, по-видимому, может быть обусловлена особенностями состава замещаемого эвдиалита (повышенным содержанием в нем титана) и перераспределением элементов между формирующимися фазами псевдоморфоз.

Обогащенные титаном вадеиты характерны для ультракалиевых рисчорритов (пойкилитовых кальсилитовых сиенитов), содержащих 15-22 мас.% K_2O при 1-4 мас.% Na_2O и слагающих локальные зоны и небольшие участки среди «умеренно калиевых» рисчорритов (K_2O~9-15 мас.%, Na_2O~8-5 мас.%). Особенностью этих пород являются крайне неустойчивый минеральный состав и широкие вариации химического состава.

Заключение

Обогащенные титаном вадеиты, а также минерал, состав которого отвечает титановому аналогу вадеита, в Хибинском массиве обнаружены в наиболее высококалиевых породах комплекса – пойкилитовых кальсилитовых сиенитах в ассоциации с другими высококалиевыми минералами. В данных геологических условиях они образуются в результате

изменения первичного бесititанового вадеита при изовалентном замещении циркония титаном под действием позднего наложенного процесса. Причиной их возникновения, по-видимому, является воздействие на ранее образованные породы поздних щелочных растворов, происходящее на завершающих стадиях K,Si-метасоматоза.

Титановый аналог вадеита ранее был обнаружен лишь в одной точке мира – массиве Лейцит Хиллс штата Вайоминг (США). Нами данная разновидность была впервые установлена и исследована в породах Хибинского массива. Полученные в результате исследования данные опровергают представления о постоянстве химического состава вадеита и указывают на наличие неограниченной изоморфной смесимости между вадеитом и его титановым аналогом.

Литература

1. *Агеева О.А.* Дис. на соиск. учен. степ. канд. геол.-мин. наук. Типоморфизм акцессорных минералов и эволюция минералообразования в породах комплекса рисчорритов (Хибинский массив). М: ИГЕМ РАН. 2002. 180 с.
2. *Агеева О.А.* Минералогия ультракалиевых пород Хибинского массива. // Труды Ферсмановской научной сессии Кольского отд. Российского минералогического общества, посвященной 120-летию со дня рождения А.Е.Ферсмана и А.Н.Лабунцова “Минералогия во всем пространстве сего слова”. Апатиты, 2004. С. 8-11
3. *Доливо-Добровольский Д.В., Евдокимов М.Д.* Циркониевая минерализация щелочных метасоматитов Мурунского комплекса // ЗВМО, № 1, 1991 С. 99-105.
4. *Дорфман М.Д., Абрашев К.К.* О гипергенном фосфате натрия в Хибинском массиве нефелиновых сиенитов. / В кн.: Минералы СССР. М., изд-во АН СССР, вып.14, 1963 С. 226-230.
5. *Евдокимов М.Д., Шахмурадян А.Р.* Пегматиты Маломурунского массива ультракалиевых щелочных пород // Минер. Журн., № 3-4, 1994 С. 8-21.
6. *Капустин Ю.Л.* О новой находке вадеита в союзе. // ДАН СССР, 151, № 6, 1963 С. 1410-1412.
7. *Конев А.А., Воробьев Е.И., Лазебник К.А.* Минералогия Мурунского щелочного массива. Новосибирск: изд-во НИЦ ОИГГМ, 1996. 221 с.
8. *Костылева-Лабунцева Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н., Шлюкова З.В., Дорфман М.Д., Дудкин О.Б., Козырева Л.В.* Минералогия Хибинского массива (минералы), Т. 2. Москва: изд-во Наука, 1978 С. 323-329.
9. *Рогова В.П., Сидоренко Г.А.* О находке вадеита в интрузивных псевдолейцитовых породах Мурунского массива. / В кн.: Минералы СССР, вып.15, М.-Л.: изд-во Наука, 1964 С. 232-238.
10. *Соколова М.Н.* Типоморфизм минералов ультраагпаитовых ассоциаций (на примере Хибинского массива). – М.: изд-во Наука, 1986 С. 50-53.
11. *Соколова М.Н., Бурова Т.А.* Новые данные о вадеите в Хибинских тундрах. / В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. М-Л., Изд-во АН СССР, вып.4, 1965 С. 173-181.
12. *Тихоненков И.П., Кухарчик М.В., Пятенко Ю.А.* О вадеите из Хибинского массива и условиях его образования. // ДАН СССР, 134, № 4, 1960 С. 920-923.
13. *Шахмурадян А.Р., Евдокимов М.Д.* Титановые и циркониевые минералы щелочно-сиенитовых пегматитов маломурунского массива, Якутия. // Записки Всероссийского минералогического общества, ч. CXXVI, № 3, 1997 С. 32-42.
14. *Atencio D., Coutinho J.M.C., Ulbrich M.N.C., Vlach S.R.F., Rastvetaeva R.K., Pushcharovsky D.Yu.,* hainite from poços de caldas, minas gerais, brazil. // Canadian mineralogist, 37, 1999 P. 91-98.
15. *Chakhmouradian, A.R. & Mitchell, R.H.* The mineralogy of Ba- and Zr-rich alkaline pegmatites from Gordon Butte, Crazy Mountains (Montana, USA): comparisons between potassic and

sodic agpaitic pegmatites. // Contributions to Mineralogy and Petrology. Vol. 143, 2002 P. 93-114.
16. *Salvioli-Mariani E., Venturelli G.* Temperature of crystallization and evolution of the Jumilla and Cancarix lamproites (SE Spain) as suggested by melt and solid inclusions in minerals // Eur J. Mineral., October 1996, Vol. 8, P. 1027-1039.
17. *Hammond A. L., Mitchell R. H.* Accessory mineralogy of orangeite from Swartruggens, South Africa // Mineralogy and Petrology Vol. 76, Issue 1-2, 2002 P. 1-19.
18. *Horváth, l., Pfenninger-Horváth, E.* I minerali di Mont-Saint-Hilaire (Québec, Canada) // Rivista Mineralogica Italiana, XXIV (in Italian with English summary), 2000 P. 140-202.
19. *Mitchell R.H., Steele I.* Potassian zirconium and titanium silicates and strontian cerian perovskite in lamproites from the leucite hills, Wyoming // Canadian Mineralogist, Vol. 30, 1992 P. 1153-1159.
20. *Mitchell R. H., Vladykin N.V.* Rare earth element-bearing tausonite and potassium barium titanates from the Murun potassic alkaline complex, Yakutia, Russia // Miner. Mag., № 5, 1993.
21. *Prider R.T.* Some minerals from the leucite-rich rocks of the West Kimberley area, Western Australia. // Mineral mag., Vol. 25, № 166, P. 1939 -373-387.

ПЛАТИНОИДЫ ИЗ ЗОЛОТОНОСНОЙ РОССЫПИ Р. КУНДУС (ТУВА)

Зайков В.В.[1], Зайкова Е.В.[1], Блинов И.А.[1], Ойдуп Ч.К.[2], Монгуш А.А.[2]
[1]Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
[2] ТувИКОПР СО РАН, г. Кызыл

В статье охарактеризованы минералы платиновой группы (МПГ), выявленные в зернах осмия из золотоносной россыпи р. Кундус (приток р. Ужеп) на правобережье р. Каа–Хем в Восточной Туве.

Общие сведения о платиноидах в коренных и россыпных проявлениях Тувы помещены в монографии Л.В. Агафонова с соавторами «Платиноносность ультрамафит–мафитов Монголии и Тувы» [2]. В районе Кундусской россыпи развиты серпентинизированные гарцбургиты и метасоматически преобразованные талькиты, лиственитты, родингиты. В линзах хромититов обнаружены зерна рутениридосмина [1].

Характеристика минералогии россыпи ранее была дана в работе [7]. Авторы представленной статьи провели дополнительное исследование черных шлихов, отобранных Н.Ю. Петровым из скважин, которые были пройдены при разведке россыпи. Изучен состав 45 зерен платиноидов с использованием электронного микроскопа Tescan Vega 3 (аналитик И.А. Блинов). Состав золота, ассоциирующего с осмием и платиноидами (мас. %): Au 86–91, Ag 8–14, Cu – 0.1. Такой же состав имеет золото в россыпи рч. Неожиданного в западной части Каахемской офиолитовой зоны – проба 845–911 [2].

Группа осмия (табл. 1).

Исследованные зерна сложены твердыми растворами осмия, иридия, рутения. Их состав и номенклатура определялись по соотношению указанных компонентов в кристаллохимических формулах [6, 9]. Наименование минерала производилось по превалирующему элементу в кристаллохимической формуле, указание разности – по подчиненным элементам в порядке увеличения содержаний. К примесям отнесены элементы с содержаниями менее 10 ат. %.

Большинство зерен представлены пластинчатыми индивидами с четко выраженной спайностью. Размер зерен от 0.3 до 3 мм. Проанализировано 45 зерен из 9 препаратов – шашек на основе эпоксидной смолы (табл. 1). Состав разнороден. Более половины зерен (27) относятся к ***рутению иридиево-осмиевому***. Этот состав имеют все пробы из зерна Kn1-1 (пять) и Kn-5 (две), 2 – из Kn1-2, 4 из Kn1-3, 2 из Kn1-4, 5 из Kn2, 3 из Kn3, 2 из Kn4, 2 из Kn6. Кроме того, в двух пробах (из зерен Kn1-4 и Kn3), также при преобладании рутения, иридия больше чем осмия, то есть состав ***рутений осмиево-иридиевый***. В 5 зернах встречено по 1-2 пробы ***осмия иридиево-рутениевого***. Лишь в одной пробе из зерна Kn3 отмечен ***осмий рутениево-иридиевый***. Pt, Rh и Fe встречаются в количестве 1-3 ат. %. Таким образом, четко видно преобладание рутения. Минералы такого состава имеют гексагональную сингонию. Проб с преобладанием иридия не отмечено, что установлено также в работе [7].

В зернах отмечены микровключения изоферроплатины, железистой и медистой платины, арсенидов и теллуридов платины, селенидов рутения, арсенида палладия-родия (палладодимит), сульфида рутения (лаурит) и осмия (эрликманит).

Группа самородной платины (табл.2)**.**

Минералы этой группы образуют включения с гексагональным сечением при выраженной кристаллографической огранке. Обычный поперечник их 20–50 мкм.

Собственно к ***самородной платине*** близки включения Kn1-1-1-1, Kn1-1-1-2. Kn1-1-1-3, содержащие 89-90 мас.% Pt. Из-за высоких содержаний Fe (11-19 ат.%) их правильнее называть ***железистой платиной*** [4]. По этому автору ***изоферроплатина*** содержит 29-30 ат.% Fe. В нашем случае этому составу отвечают включения Kn1-1-4-1, Kn1-1-4-2, Kn1-1-5-1, Kn1-3-1-1 и Kn1-4-4-2. Из них два первых содержат примеси Cu и

Таблица 1. Результаты анализа зерен осмия из россыпи р. Кундус (Тува).

№ п/п	№ препарата	№ зерна	№ анализа	Содержания, мас. %							Кристаллохимические формулы минералов
				Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Fe	Сумма	
1.	Kn1-1	Kn1-1-1-1-4	14219d	41.18	32.39	22.29	1.38	1.94	-	99.18	$Ru_{0.35}Os_{0.34}Ir_{0.27}Rh_{0.02}Pt_{0.02}$
2.		Kn1-1-2	14219e	41.44	23.99	29.73	1.33	2.59	-	99.08	$Ru_{0.44}Os_{0.33}Ir_{0.19}Pt_{0.02}Rh_{0.02}$
3.		Kn1-1-3	14219f	37.90	30.99	26.15	0.92	4.17	0.46	100.59	$Ru_{0.39}Os_{0.30}Ir_{0.25}Pt_{0.03}Rh_{0.02}Fe_{0.01}$
4.		Kn1-1-4-3	14219j	37.72	32.37	26.87	0.44	1.40	0.36	99.16	$Ru_{0.41}Os_{0.30}Ir_{0.26}Pt_{0.01}Fe_{0.0}\ Rh_{0.01}$
5.		Kn1-1-5-2	14219l	34.46	28.72	32.38	2.38	1.59	-	99.53	$Ru_{0.47}Os_{0.27}Ir_{0.22}Rh_{0.03}Pt_{0.01}$
6.	Kn1-2	Kn1-2-1	14222a	45.61	35.18	17.35	0.79	1.06	0.25	100.24	$Os_{0.39}Ir_{0.30}Ru_{0.28}Rh_{0.01}Pt_{0.01}Fe_{0.01}$
7.		Kn1-2-2	14222b	40.66	31.31	24.05	1.03	2.96	-	100.01	$Ru_{0.37}Os_{0.33}Ir_{0.26}Pt_{0.02}Rh_{0.02}$
8.		Kn1-2-3	14222c	48.27	31.74	16.00	2.24	0.99	0.25	99.49	$Os_{0.42}Ir_{0.27}Ru_{0.26}Rh_{0.04}Pt_{0.01}Fe_{0.01}$
9.		Kn1-2-4-2	14222e	42.21	36.79	18.66	1.02	0.64	-	99.32	$Os_{0.36}Ir_{0.31}Ru_{0.30}Rh_{0.02}Pt_{0.01}$
10.		Kn1-2-5	14222f	36.49	32.39	25.47	1.65	4.00	-	100.00	$Ru_{0.39}Os_{0.30}Ir_{0.26}Pt_{0.03}Rh_{0.02}$
11.	Kn1-3	Kn1-3-1-2	14224b	41.17	25.33	29.62	0.53	2.83	0.20	99.68	$Ru_{0.44}Os_{0.33}Ir_{0.20}Pt_{0.02}Rh_{0.01}$
12.		Kn1-3-2-2	14224d	39.05	31.37	27.38	1.66	-	0.34	99.80	$Ru_{0.41}Os_{0.31}Ir_{0.25}Rh_{0.02}Fe_{0.01}$
13.		Kn1-3-3-1	14224e	41.19	33.50	22.3	0.41	1.86	0.33	99.59	$Ru_{0.35}Os_{0.34}Ir_{0.28}Pt_{0.02}Fe_{0.}$
14.		Kn1-3-4	14224h	48.83	25.12	21.93	1.49	2.02	-	99.39	$Os_{0.41}\ Ru_{0.34}Ir_{0.21}Rh_{0.02}Pt_{0.02}$
15.		Kn1-3-5-5	14224n	33.20	29.97	32.04	1.39	3.40	0.29	100.29	$Ru_{0.46}Os_{0.25}Ir_{0.23}Pt_{0.03}Rh_{0.02}Fe_{0.01}$
16.	Kn1-4	Kn1-4-1	14223a	38.49	30.20	27.26	1.73	1.79	0.25	99.72	$Ru_{0.41}Os_{0.31}Ir_{0.24}Rh_{0.02}Pt_{0.01}Fe_{0.01}$
17.		Kn1-4-2	14223b	45.31	33.18	19.55	0.20	2.44	-	100.68	$Os_{0.39}Ru_{0.31}Ir_{0.28}Pt_{0.02}$
18.		Kn1-4-3-2	14223d	41.57	36.16	20.83	0.61	-	-	99.17	$Os_{0.35}Ru_{0.34}Ir_{0.30}Rh_{0.01}$
19.		Kn1-4-3-3	14223e	53.35	42.98	3.55	-	-	-	99.88	$Os_{0.52}Ir_{0.41}Ru_{0.07}$
20.		Kn1-4-4-3	14223h	33.43	37.90	24.76	1.09	2.08	0.23	99.49	$Ru_{0.38}Ir_{0.31}Os_{0.27}Pt_{0.02}Rh_{0.02}$
21.		Kn1-4-5-2	14223m	32.23	31.19	31.88	1.30	2.64	0.22	99.46	$Ru_{0.46}Os_{0.25}Ir_{0.24}Pt_{0.02}Rh_{0.02}Fe_{0.01}$
22.	Kn2	Kn2-1	14220a	39.90	31.92	24.17	0.9	2.31	0.25	99.45	$Ru_{0.37}Os_{0.33}Ir_{0.26}Pt_{0.02}Rh_{0.01}Fe_{0.01}$
23.		Kn2-2	14220b	32.02	27.77	38.35	1.03	-	-	99.17	$Ru_{0.54}Os_{0.24}Ir_{0.21}Rh_{0.01}$
24.		Kn2-3	14220c	36.04	31.41	29.26	1.80	1.21	0.15	99.87	$Ru_{0.43}Os_{0.28}Ir_{0.25}Rh_{0.03}Pt_{0.01}$
25.		Kn2-4	14220d	40.45	32.15	22.57	1.36	2.39	0.37	99.29	$Ru_{0.35}Os_{0.34}Ir_{0.26}Rh_{0.02}Pt_{0.02}Fe_{0.01}$
26.		Kn2-5	14220e	47.19	32.54	17.35	0.68	1.73	-	99.49	$Os_{0.41}Ru_{0.28}Ir_{0.28}Pt_{0.02}Rh_{0.01}$
27.		Kn2-6	14220f	41.71	30.85	26.14	0.44	-	0.21	99.35	$Ru_{0.40}Os_{0.34}Ir_{0.25}Rh_{0.01}$

Окончание табл. 1.

№ п/п	№ препарата	№ пробы	№ анализа	Содержания, мас. %							Кристаллохимические формулы минералов
				Os		Ru	Rh	Pt	Fe	Сумма	
28.	Kn3	Kn3-1	14221a	37.57	40.06	21.65	0.45	-	0.26	99.99	$Ru_{0.34}Ir_{0.33}Os_{0.31}Fe_{0.01}Rh_{0.01}$
29.		Kn3-2	14221c	44.12	36.89	16.58	1.01	0.80	0.49	99.89	$Os_{0.38}Ir_{0.31}Ru_{0.27}Rh_{0.02}Fe_{0.01}Pt_{0.01}$
30.		Kn3-3	14221d	40.62	33.66	22.34	0.84	2.19	0.18	99.83	$Ru_{0.35}Os_{0.34}Ir_{0.28}Pt_{0.02}Rh_{0.01}$
31.		Kn3-4	14221e	37.45	32.96	25.46	0.85	2.52	0.26	99.50	$Ru_{0.39}Os_{0.30}Ir_{0.27}Pt_{0.02}Rh_{0.01}Fe_{0.01}$
32.		Kn3-5	14221f	39.38	33.84	24.16	0.55	2.02	0.25	100.20	$Ru_{0.37}Os_{0.32}Ir_{0.27}Pt_{0.02}Rh_{0.01}Fe_{0.01}$
33.	Kn4	Kn4-1	14225a	39.23	34.18	23.31	0.95	1.51	0.39	99.57	$Ru_{0.36}Os_{0.32}Ir_{0.28}Rh_{0.02}Pt_{0.01}Fe_{0.01}$
34.		Kn4-2-3	14225e	41.72	32.83	22.08	0.86	1.86	0.28	99.63	$Os_{0.35}Ru_{0.35}Ir_{0.27}Pt_{0.01}Rh_{0.01}Fe_{0.01}$
35.		Kn4-3	14225f	45.63	38.40	14.28	0.48	0.89	-	99.68	$Os_{0.40}Ir_{0.34}Ru_{0.24}Rh_{0.01}Pt_{0.01}$
36.		Kn4-4	14225g	35.98	31.06	32.29	0.91	-	0.19	100.43	$Ru_{0.47}Os_{0.28}Ir_{0.24}Rh_{0.01}$
37.		Kn4-5-3	14225j	58.50	33.12	7.50	-	-	-	99.12	$Os_{0.56}Ir_{0.31}Ru_{0.13}$
38.		Kn4-5-4	14225k	42.99	33.60	19.91	1.06	1.27	0.26	99.09	$Os_{0.36}Ru_{0.32}Ir_{0.28}Rh_{0.02}Pt_{0.01}Fe_{0.01}$
39.	Kn-5	Kn-5-1	14226a	41.33	34.21	22.35	0.77	0.74	0.34	99.74	$Ru_{0.35}Os_{0.34}Ir_{0.28}Rh_{0.01}Fe_{0.01}Pt_{0.01}$
40.		Kn-5-2	14226b	42.90	32.06	23.22	1.05	-	-	99.23	$Ru_{0.36}Os_{0.36}Ir_{0.26}Rh_{0.02}$
41.	Kn6	Kn6-1-3	14227e	39.13	33.33	22.94	1.11	3.07	0.31	99.89	$Ru_{0.36}Os_{0.32}Ir_{0.27}Pt_{0.02}Rh_{0.02}Fe_{0.01}$
42.		Kn6-3-1	14227g	49.40	38.29	11.81	0.50	-	-	100.00	$Os_{0.45}Ir_{0.34}Ru_{0.20}Rh_{0.01}$
43.		Kn6-3-2	14227i	37.59	30.72	27.15	1.10	2.88	-	99.44	$Ru_{0.41}Os_{0.30}Ir_{0.25}Pt_{0.02}Rh_{0.02}$
44.		Kn6-4-2	14227n	38.81	29.45	29.16	0.83	0.88	-	99.13	$Ru_{0.44}Os_{0.31}Ir_{0.23}Rh_{0.01}Pt_{0.01}$
45.		Kn6-6-2	14227t	45.63	33.10	19.53	-	1.33	-	99.59	$Os_{0.39}Ru_{0.32}Ir_{0.28}Pt_{0.01}$

Таблица 2. Состав микровключений минералов платины в зернах осмиевых минералов из Кундусской россыпи.

№ пп	№ препарата.	№ включения	№ анализа	Содержания, масс %										Ранговая формула
				Pt	Os	Ir	Ru	Rh	Pd	Cu	Ni	Fe	Сумма	
1.	Kn1-1	Kn1-1-1-1	14219a	88.59	0.97	2.35	2.65	0.72	0.60	-	-	3.47	99.35	$\mathbf{Pt_{0.79}Fe_{0.11}}(Ru_{0.05}Ir_{0.02}Rh_{0.01}Pd_{0.01}Os_{0.01})$
2.		Kn1-1-1-2	14219b	90.43	0.90	2.25	-	-	-	-	-	6.33	99.91	$\mathbf{Pt_{0.78}Fe_{0.19}}(Ir_{0.02}Os_{0.01})$
3.		Kn1-1-1-3	14219c	90.35	1.09	1.26	0.43	-	-	-	-	6.32	99.45	$\mathbf{Pt_{0.78}Fe_{0.19}}(Ir_{0.01}Os_{0.01}Ru_{0.01})$
4.		Kn1-1-4-1	14219g	88.68	-	-	-	-	-	1.50	0.60	8.35	99.13	$\mathbf{Pt_{0.71}Fe_{0.23}}(Cu_{0.04}Ni_{0.02})$
5.		Kn1-1-4-2	14219i	88.12	-	-	-	-	-	1.52	0.77	8.88	99.29	$\mathbf{Pt_{0.70}Fe_{0.24}}(Cu_{0.04}Ni_{0.02})$
6.		Kn1-1-5-1	14219k	82.82	1.14	1.21	-	2.56	-	-	0.37	9.38	97.48	$\mathbf{Pt_{0.67}Fe_{0.26}}(Rh_{0.04}Ir_{0.01}Ni_{0.01}Os_{0.01})$
7.	Kn1-3	Kn1-3-1-1	14224a	81.39	-	-	0.24	0.40	5.84	0.68	0.94	9.74	99.23	$\mathbf{Pt_{0.61}Fe_{0.26}}(Pd_{0.08}Ni_{0.02}Cu_{0.02}Rh_{0.01})$
8.		Kn1-3-5-2	14224k	85.25	-	2.49	3.69	0.54	-	6.33	-	1.10	99.4	$\mathbf{Pt_{0.72}Cu_{0.16}}(Ru_{0.06}Fe_{0.03}Ir_{0.02}Rh_{0.01})$
9.		Kn1-3-5-4	14224m	87.41	-	-	1.33	0.52	-	8.09	-	1.92	99.27	$\mathbf{Pt_{0.71}Cu_{0.20}}(Fe_{0.05}Ru_{0.02}Rh_{0.01})$
10.	Kn1-4	Kn1-4-4-2	14223g	90.11	-	-	-	0.40	-	0.58	-	8.92	100.01	$\mathbf{Pt_{0.73}Fe_{0.25}}(Cu_{0.01}Rh_{0.01})$

Таблица 3. Состав микровключений сульфидов и арсенидов в зернах осмиевых минералов из Кундусской россыпи.

№ пп	№ препарата	№ включения	№ анализа	Содержания, масс. %												Ранговая формула
				Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Fe	Te	Sb	As	S	Сумма	
Сульфиды																
1.	Kn1-3	Kn1-3-2-1	14224c	10.41	12.89	41.97	0.46	-	-	-	-	-	-	34.26	99.99	$\mathbf{S_{.66}Ru_{.26}}(Ir_{.04}Os_{.03})$
2.		Kn1-3-3-2	14224f	28.75	24.37	15.38	0.41	-	-	-	-	-	3.66	27.83	100.40	$\mathbf{S_{.64}Ru_{.11}Os_{.11}(}Ir_{.09}As_{.04})$
3.	Kn4	Kn1-4-3-1	14223c	21.92	16.32	30.39	-	-	-	-	-	-	-	31.38	100.01	$S_{.66}\mathbf{Ru_{.20}}(Os_{.08}Ir_{.06})$
4.		Kn4-2-1	14225b	29.7	12.19	24.71	-	-	-	-	-	-	5.49	27.92	100.01	$\mathbf{S_{.62}Ru_{.17}Os_{.11}(}Ir_{.04}As_{.05})$
5.		Kn4-2-2	14225c	36.64	15.69	17.82	-	-	-	-	-	-	-	29.54	99.69	$\mathbf{S_{.67}Os_{.14}Ru_{.13}}(Ir_{.06})$
6.	Kn-5	Kn-5-3-1	14226c	40.37	8.57	19.66	-	-	-	-	-	-	3.31	28.09	100.00	$\mathbf{S_{.64}Os_{.15}Ru_{.14}}(Ir_{.03}As_{.03})$
7.		Kn-5-3-2	14226d	27.19	21.10	13.91	0.49	1.84	-	-	-	-	13.06	22.41	100.00	$\mathbf{S_{.54}As_{.14}Os_{.11}Ru_{.11}}(Ir_{.09}Pt_{.01})$
8.	Kn6	Kn6-1-1	14227b	39.65	8.42	19.34	-	-	-	-	-	-	4.09	29.06	100.56	$\mathbf{S_{.65}Os_{.15}Ru_{.14}}(As_{.04}Ir_{.03})$
9.		Kn6-1-2	14227d	14.11	5.22	43.74	-	-	-	0.73	-	-	3.04	33.16	100.00	$\mathbf{S_{.64}Ru_{.27}}(Os_{.04}Ir_{.02}As_{.02}Fe_{0.01})$
10.		Kn6-4-1	14227m	-	4.79	58.37	-	-	-	-	-	-	1.27	35.9	100.33	$\mathbf{S_{.64}Ru_{.33}}(Ir_{.01}As_{.01})$
11.		Kn6-5-1	14227o	33.27	16.82	16.64	0.52	-	-	-	-	-	5.09	26.7	99.04	$\mathbf{S_{.62}Os_{.13}Ru_{.12}}(Ir_{.07}As_{.05})$
12.		Kn6-5-2	14227q	34.43	15.77	17.19	-	-	-	-	-	-	4.54	27.27	99.20	$\mathbf{S_{.63}Os_{.13}Ru_{.13}}(Ir_{.06}As_{.05})$
13.		Kn6-5-3	14227r	33.91	17.84	15.77	-	-	-	-	-	-	6.26	26.02	99.80	$\mathbf{S_{.61}Os_{.13}Ru_{.12}}(As_{.06}Ir_{.03})$
14.		Kn6-6-1	14227s	41.11	8.67	18.36	-	-	-	-	-	-	2.90	28.68	99.72	$\mathbf{S_{.65}Os_{.16}Ru_{.13}}(Ir_{.03}As_{.03})$
15.		Kn6-6-3	14227v	43.48	7.51	18.99	-	-	-	-	-	-	-	29.48	99.46	$\mathbf{S_{.67}Os_{.17}Ru_{.14}}(Ir_{.03})$
Арсениды																
16.	Kn1-4	Kn1-4-4-1	14223f	-	1.07	-	32.75	2.06	38.06	-	1.36	-	24.85	-	100.15	$\mathbf{Pd_{.35}As_{.32}Rh_{.31}}(Pt_{.01}Ir_{.01}Te_{.01})$
17.		Kn1-4-5-1	14223j	-	-	0.54	0.85	50.49	-	0.42	0.89	3.74	41.79	1.29	100.01	$\mathbf{As_{.61}Pt_{.28}}(S_{.04}Sb_{.03}Te_{.01}Rh_{.01}Fe_{.01}Ru_{.01})$

Таблица 4. Состав микровключений селенидов и теллурида в зернах осмиевых минералов из Кундусской россыпи.

№ пп	№ препарата	№ включения	№ анализа	Содержания, масс. %									Ранговая формула
				Os	Ir	Ru	Rh	Pt	As	Te	Se	Сумма	
Селениды													
1.	Kn1-2	Kn1-2-4-1	14222d	1.08	1.91	30.73	1.77	-	-	1.31	63.21	100.01	$\mathbf{Se_{.63}Ru_{.31}}(Ir_{.02}Rh_{.02}Os_{.01}Te_{.01})$
2.	Kn1-3	Kn1-3-5-1	14224j	-	7.17	25.34	0.94	-	5.58	-	60.98	100.01	$\mathbf{Se_{.61}Ru_{.25}}(Ir_{.07}As_{.06}Rh_{.01})$
3.	Kn4	Kn4-5-1	14225h	-	1.05	33.99	0.77	-	-	-	64.19	100.00	$\mathbf{Se_{.64}Ru_{.34}}(Ir_{.01}Rh_{.01})$
4.		Kn4-5-2	14225i	0.60	1.26	35.27	0.99	-	-	-	61.89	100.01	$\mathbf{Se_{.62}Ru_{.35}}(Ir_{.01}Rh_{.01}Os_{.01})$
Теллурид													
5.	Kn1-3	Kn1-3-5-3	14224l	1.36	-	-	9.03	31.75	-	56.21	1.65	100.00	$\mathbf{Te_{.61}Pt_{.23}Rh_{.12}}(Se_{.03}Os_{.01})$

Ni, в последнем – Cu и Rh, в остальных более широкий спектр примесей. ***Платина медистая*** содержит меди больше, чем железа (включения Kn1-3-5-2 и Kn1-3-5-4).

Сульфиды и арсениды (табл.3)**.**

Сульфиды

Часть включений близка ***лауриту – RuS_2***. Наиболее полно этому минералу соответствует включение Kn1-3-2-1. Включение Kn4-2-1 относится к лауриту осмиевому, Kn1-3-3-2 – к лауриту иридиево-осмиевому. Остальные сопоставляются с ***эрликманитом – OsS_2***. Однако для них характерно высокое (>10 %) содержание Ru, поэтому они относятся *к* ***эрликманиту рутениевому***, а проба Kn-5-3-2 – к ***эрликманиту рутениево-мышьяковистому*** (содержание мышьяка 14 ат. %).

Арсениды

Арсениды палладия-родия (палладодимит $(Pd,Rh)_2As$) – зерно Kn1-4-4-1 и ***платины – (сперрилит $PtAs_2$)*** зерно – Kn1-4-5-1, представлены одиночными изометричными индивидами размером 3–4 мкм.

Теллуриды, селениды (табл.4).

Теллурид платины $PtTe_2$ образует пластинчатое зерно длиной 40 мкм и толщиной 3 мкм в сростке с медистой платиной – Kn1–3–5–2. Близкий по составу минерал – мончеит $(Pt,Pd)(Te,Bi)_2$, описан Болдыревой М.М. и Епифановой Т.А. [3], но в нем не содержится Rh, который в проанализированной из Кундусской россыпи присутствует в заметном количестве.

Селениды рутения (соотношение – $\mathbf{RuSe_{1.75\text{-}2.06}}$, в пробе 1422j с повышенным содержанием Ir – 7 ат. % и As – 6 ат. % $RuSe_{2.41}$), в других пробах примесь иридия и родия, реже осмия и теллура составляет 1-2 ат. %, мышьяк отсутствует. Представлены они изометричными зернами поперечником 3–6 мкм и агрегатными скоплениями размером 40–50 мкм.

Заключение

Сравнение с микровключениями в платиноидах из других золотоносных россыпей Каахемской и Хемчикско–Куртушибинской зон показало следующее. Во всех случаях в минералах группы осмия присутствуют микровключения изоферроплатины. В россыпи рч. Неожиданного из западной части Каахемской офиолитовой зоны установлены лаурит, андоуит, родарсенид, омейит, иридарсенид, сперрилит, эрликманит [Агафонов, 2005]. Они сопровождаются широкой гаммой сульфоарсенидов.

В россыпи р. Золотой осмий содержит микровключения изоферроплатины, хонгшита PtCu, Se–сперрилита Pt, селеноарсенидом иридия, теллуридом осмия и иридия, теллуридоарсенидами иридия и осмия, теллуридом рутения [8]. Соединения Ir, Os и Ru с As, Se, Te, S, по мнению авторов, являются вторичными новообразованиями, замещающими минералы системы Os, Ir, Ru.

В изученной уральской золотоносной россыпи р. Киалим [5] выявлен близкий спектр микровключений в платиноидах. Отличие заключается в присутствии ферроникельплатины (мас.%): Pt 72-73; Rh 6; Fe 3; Ni 6.

Исследование микровключений сульфидов, сульфоарсенидов и арсенидов платиноидов в россыпи р. Кундус показало их близость указанным россыпям за исключением присутствия арсенида палладия-родия и селенидов рутения, что ранее не отмечалось. В данной россыпи наиболее четко проявлена рутениевая специализация. Особо надо отметить присутствие необычных минеральных образований – микровключений селенидов рутения.

Литература

1. *Агафонов Л.В., Кужугет К.С., Ойдуп Ч.К, Ступаков С.И.* Самородные металлы в гипербазит–базитах Тувы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1993. 86 с.
2. *Агафонов Л.В., Лхамсурэн Ж., Кужугет К.С., А.А., Ойдуп Ч.К.* Платиноносность ульт-

рамафит–мафитов Монголии и Тувы. Уланбаатар, 2005. 224 с.
3. *Болдырева М.М., Епифанова Т.А.* Таблицы диагностических свойств минералов платиновых металлов. СПб.: из-во СПб университета, 2005. 44 с.
4. *Годовиков А.А.* Минералогия. М.: Недра, 1983. 647 с.
5. *Зайков В.В., Зайкова Е.В.,Котляров В.А., Мурзин В.В.* Платиноиды из Киалимской россыпи (Урал) // Геология и полезные ископаемые Башкоротостана и сопредельных территорий. Уфа: ИГ УНЦ РАН. 2010. С. 154–156.
6. *Кобяшев Ю.С., Никандров С.Н.* Минералы Урала / Екатеринбург: из-во КВАДРАТ, 2007. 312 с.
7. *Ойдуп Ч.К., Монгуш А.А., Хураган Ч.М.* Типоморфные особенности минералов платиновой группы в россыпи золота Кундус (Каахемский офиолитовый пояс Тува) // Литология и полезные ископаемые, 2012. № 5. С. 490–498.
8. *Толстых Н.Д., Кривенко А.П., Поспелова Л.Н.* Необычные соединения иридия, осмия и рутения с селеном, теллуром и мышьяком из россыпей р. Золотой (Западный Саян) // ЗВМО. 1997. Ч. CXXVI. № 6. С. 23–24.
9. *Harris D., Cabri L.* Nomenclature of platinum-group-element alloys: review and revision // Can. Min. 1991. Vol. 29. P. 231-237.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ЦИРКОНОВ ЛА-ИСП-МС

Зайцева М.В.
Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург

Циркон является широко распространенным минералом в природе, происходящим в различных осадочных, магматических и метаморфических породах [4], особенностью которого является сохранение существенной химической и изотопной информации, что позволяет применять его в широком диапазоне геохимических исследований [4]. Высокое содержание урана в цирконе позволяет использовать его для определения возраста методом уран-свинцового датирования [1]. Метод ЛА-ИСП-МС (масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой с лазерной абляцией) заключается в испарении вещества твердой пробы лучом лазера с последующей ионизацией подвергнутого абляции материала в аргоновой индуктивно связанной плазме и измерением изотопных отношений с помощью масс-спектрометра [8]. За последние десятилетия метод ЛА-ИСП-МС получил применение для широкого спектра геологических задач из-за возможности быстрого и точного получения данных при анализе кратера диаметром 20-50 мкм и глубиной 10-30 мкм. Несмотря на широкое применение данного метода, в каждой лаборатории необходимо решение основополагающих вопросов, оптимизация параметров измерения и адаптация вычислительных методов под используемое оборудование.

Цель данной работы: оптимизация методики ЛА-ИСП-МС измерения изотопных отношений Pb/Pb и Pb/U с использованием циркона Mud Tank на масс-спектрометре Neptune Plus (Thermo Scientific) и приставке для лазерной абляции NWR 213 (ESI) для определения возраста цирконов U-Pb способом датирования.

Оборудование: Многоколлекторный масс-спектрометр двойной фокусировки с индуктивно-связанной плазмой Neptune plus (Thermo Scientific), приставка NWR 213 (ESI) для лазерной абляция проб, синхронизированная со спектрометром. Транспортирующие газы: He (марка А, ТУ 0271-135-31323949-2005) и Ar (марка 5.6, ТУ 2114-005-53373468-2006); специальный фильтр для дополнительной очистки газов, в частности, от паров Hg не применяли.

Образцы: стандартное синтетическое стекло NIST SRM 612 (Standard Reference Material of the National Institute of Standards and Technology, USA) [7]; природные цирконы Mud Tank (из карбонатитов, Австралия [3]) и 91500 (музейный образец из Kuehl Lake, Renfrew County, Ontario, Canada [9, 10]). Данные по составу природных цирконов представлены в табл. 1.

Таблица 1. Содержание U, Pb, Th, возраст и значения изотопных отношений в цирконах.

Циркон	Возраст, млн. лет	U, ppm	Pb, ppm	Th, ppm	$^{206}Pb/^{238}U$ (2σ)	$^{207}Pb/^{235}U$ (2σ)	$^{207}Pb/^{206}Pb$ (2σ)	Метод определения
Mud Tank	732 ± 5	6.1-36.5	0.73-4.39	-	-	-	-	LA-ICP-MS [3]
		-	-	-	-	-	0.06366 ± 0.003247 (2RSD)	LA-ICP-MS [5]
91500	1062.4 ± 0.2 (по $^{206}Pb/^{238}U$)	55-82	13-17	28.61 ± 0.07	0.17917 ± 0.00016	1.8502 ± 0.0016	0.07488 ± 0.00002	ID TIMS [9]

Поверхность образцов, смонтированных в шашки из эпоксидной смолы, шлифовали, полировали и обрабатывали 0.5 н HNO_3 (3 % массовых) для удаления загрязнений.

Параметры измерения. При датировании U-Pb методом необходимо измерение сигналов изотопов ^{202}Hg, $(^{204}Pb+^{204}Hg)$, ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{232}Th, ^{235}U и ^{238}U в пробах. Используемая нами регистрирующая система масс-спектрометра Neptune Plus содержит восемь индивидуально перемещаемых коллекторов Фарадея и фиксированный центральный коллектор Фарадея с возможностью подключения ВЭУ (вторичного электронного умножителя). Данная конфигурация обеспечивает одновременное детектирование ионов в диапазоне масс, различающихся не более чем на 15 %, т.е. необходимый для анализа интервал разницы масс от 202 до 238 а.е.м. не достигается. Таким образом, для измерения сигналов изотопов U и Pb в данной работе использовали квазиодновременную схему последовательного измерения трех линий в каждом цикле. Временные параметры измерения задавали, исходя из минимизации времени единичного измерения – около 85 с (время интегрирования сигналов – 0.066 с, время переключения магнита между линиями – 0.5 с; количество интегрирований – 1 для каждой линии, число блоков – 1, число циклов – 41-70).

Таблица 2. Оптимизированные значения операционных параметров масс-спектрометра Neptune plus и приставки для лазерной абляции NWR 213.

Параметр	Значение			
Масс-спектрометр Neptune plus*				
Мощность радиочастотного генератора	1041 Вт			
Конфигурация коллекторов для измерения изотопов	Коллектор	Линия 1	Линия 2	Линия 3
	L3	^{202}Hg		
	L2	^{203}Tl		
	L1	^{204}Pb		
	C	^{205}Tl	^{238}U	^{232}Th
	H1	^{206}Pb		
	H2	^{207}Pb		
	H3	^{208}Pb		
Время интегрирования сигналов	0.066 с			
Время переключения магнита между линиями	0.5 с			
Количество интегрирований	1			
Число блоков	1			
Число циклов	70			
Общее время измерения *MS*	119 с			
Расход транспортирующего потока He	400 см^3/мин			
Длина соединительной трубки *LA* и *MS*	1.5 м			
Расход плазмообразующего потока Ar	15.00 дм^3/мин			
Расход вспомогательного потока Ar	0.968 дм^3/мин			
Расход пробоподающего потока Ar	1.0 дм^3/мин			
Приставка для лазерной абляции NWR 213**				
Энергия лазерного излучения	20-22 Дж/см^2			
Частота повторения импульсов	20 Гц			
Диаметр кратера	50 мкм			
Время работы лазера	100 с			
Предабляция	5 с			
Образец и траектория движения лазерного луча	NIST: растр, скорость движения луча 70 мкм/с			

Примечание: *оптимизированные значения параметров масс-спектрометра, соответствующие максимуму сигнала изотопов Pb, U и Th, полученные на стекле.

Оптимизированные значения операционных параметров масс-спектрометра представлены в табл. 2. Измерения проводили в режиме «взятия в вилку» – чередования контрольного (холостого, *blank*) опыта, стандартов и образцов в течение измерительной сес-

сии – в следующей последовательности: $blank_1$, $NIST_1$, $blank_2$, 91500_1, $MudTank_1$,, $blank_3$, $NIST_2$, $blank_4$, 91500_1, $MudTank_1$, *и т.д.* $blank_n$, $NIST_n$.

Схема расчета и статистическая обработка данных. Для расчета изотопных отношений разработали схему, включающую:

- усреднение сигналов изотопов в холостом опыте с их последующим вычитанием из сигнала изотопов в образце;
- построение диаграммы рассеяния рассчитанных изотопных отношений в образце и стандарте с исключением результатов, выпадающих за границы интервала с доверительной вероятностью 95 % (программа STATISTICA);
- определение экстаполированного значения изотопного отношения в точках пересечения линии регрессии с осью ординат («intercept-method») (STATISTICA);
- определение коэффициента R, характеризующего отклонение измеренных значений изотопных отношений в стандарте от принятого опорного значения;
- умножение полученных изотопных отношений в образце на соответствующий коэффициент R стандарта;
- определение содержания нерадиогенного свинца (программа ComPbCorr#3_18 [2]);
- расчет возраста цирконов по конкордии и независимо для изотопных отношений по уравнениям распада (программа Exsel с встроенным пакетом Isoplot 4).

Неопределенность изотопного отношения при корректировке эффектов фракционирования учитывает распределение изотопного отношения во время абляции; суммарная неопределенность (после корректировки дискриминации ионов по массе) рассчитана согласно [6].

Результаты измерения. Измерение стандартного стекла NIST SRM 612 проводили с целью проверки правильности настройки аппаратуры перед анализом цирконов. В табл. 3 приведены значения изотопных отношений свинца и показатель правильности измерения (характеризует отклонение измеренного среднего значения от принятого опорного значения, согласно [7]), полученные в стандартном стекле NIST SRM 612 по 12 независимым повторным измерениям при оптимизированных параметрах измерения.

Таблица 3. Значения изотопных отношений свинца в стандартном стекле NIST SRM 612, стандартное отклонение результатов измерения(s, %) и показателя правильности измерения ($\pm\Delta_c$, %).

Изотопное отношение	Опорное значение	Измеренное значение ($\pm 2\sigma$)	s, %	$\pm\Delta_c$, %
$^{204}Pb/^{206}Pb$	0.059	0.0574 ± 0.0009	5	3
$^{207}Pb/^{206}Pb$	0.9073	0.890 ± 0.002	0.4	2
$^{208}Pb/^{206}Pb$	2.1647	2.141 ± 0.009	0.5	0.6
$^{207}Pb/^{204}Pb$	15.511	15.2 ± 0.2	4	2
$^{208}Pb/^{204}Pb$	37.005	36.6 ± 0.6	4	1

Из приведенных данных видно, что стандартное отклонение результатов измерений (мера прецизионности (повторяемости), характеризующая степень разброса независимых результатов измерений, полученных в одинаковых условиях) и показатель правильности определения изотопных отношений, содержащих ^{204}Pb, существенно хуже таковых, не содержащих изотоп ^{204}Pb. Данная закономерность наблюдается из-за неполного выделения вклада сигнала изотопа ^{204}Hg на сигнал изотопа ^{204}Pb вследствие высокого содержания ^{204}Hg. Таким образом, использование в датирование изотопных отношений, содержащих ^{204}Pb, некорректно (т.е. использование метода определения нерадиогенного свинца по измеренному значению сигнала изотопа ^{204}Pb невозможно). Для изотопных отношений $^{207}Pb/^{206}Pb$ и $^{208}Pb/^{206}Pb$ метрологические характеристики близки к полученным ранее для NIST SRM 612 в схожих условиях измерения [7]. Анализ полученных нами результатов

свидетельствует о том, что принятая схема измерений обеспечивает удовлетворительные характеристики определения изотопных отношений $^{207}Pb/^{206}Pb$ и $^{208}Pb/^{206}Pb$ в синтетическом стандарте.

Используя оптимальные параметры измерения изотопных отношений и разработанный алгоритм расчета, для циркона Mud Tank (при использовании в качестве стандарта циркон 91500) правильность измерения изотопных отношений (число измерений N = 3) $^{206}Pb/^{238}U$ и $^{207}Pb/^{235}U$ составила 2 % и 6 % соответственно, относительное стандартное отклонение результатов измерения (N = 3) изотопных отношений $^{206}Pb/^{238}U$ и $^{207}Pb/^{235}U$, характеризующее прецизионность в условиях повторяемости («повторяемость»), составило 1.6 % и 3.2 %, соответственно. Значение возраста по средневзвешенному значению для отношений $^{206}Pb/^{238}U$ и $^{207}Pb/^{235}U$ составляет 737 ± 14 (2σ = 2 %, N=7) и 737 ± 42 млн. лет (2σ = 6 %, N=7), соответственно; значение возраста по конкордии - 735 ± 12 млн. лет (СКВО = 1.2, 2σ = 2 %, N=7). Диаграмма конкордии представлена на рис. 1.

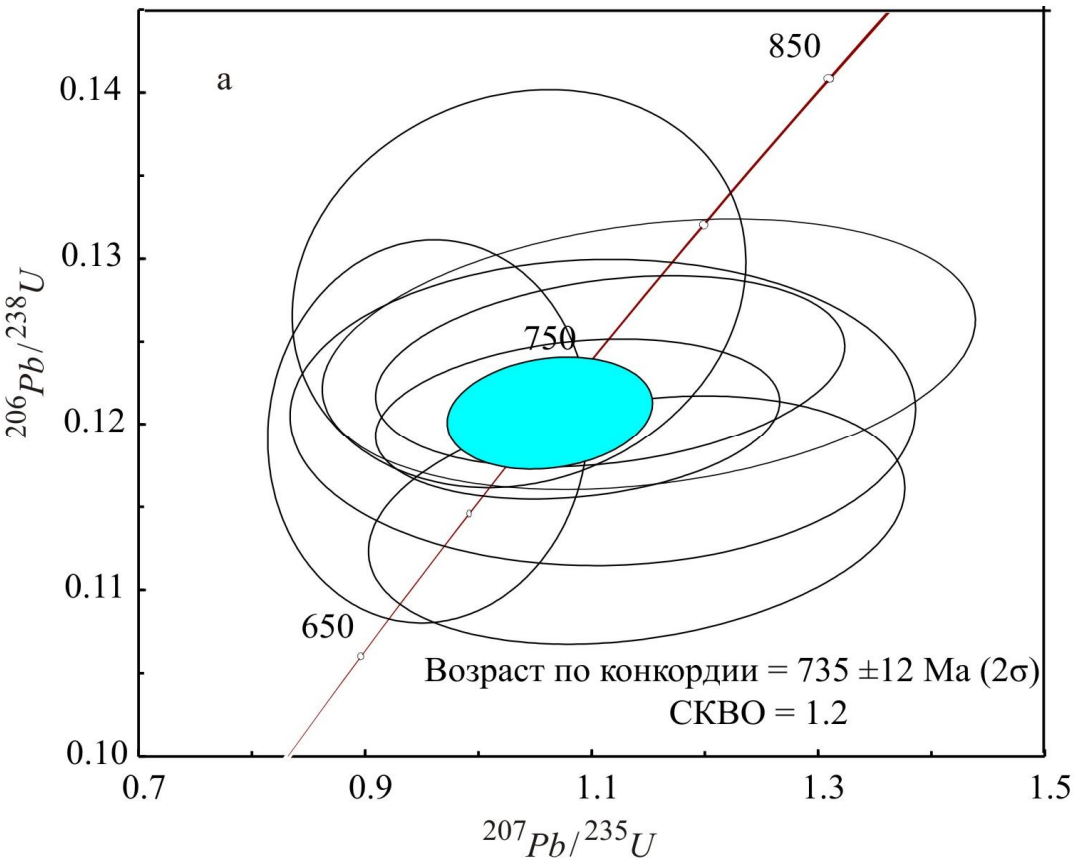


Рис. 1. Диаграмма $^{206}Pb/^{238}U$ - $^{207}Pb/^{235}U$ для циркона Mud Tank (стандарт 91500). Незалитый эллипс - значения изотопных отношений, соответствующие единичному измерению кратера; залитый эллипс - средневзвешенные значения; сплошная линия – конкордия; неопределенность - 2σ.

Приведенные выше результаты датировок циркона Mud Tank согласуются с ID-TIMS данными, что позволяет сделать вывод о применимости параметров измерения и алгоритма расчета значений изотопных отношений к использованию для датирования цирконов U-Pb способом на данном оборудовании.

Работа выполнена в рамках программы Президиума РАН 23 (проект №12-П-5-1020), проекта УрО РАН №12-М-235-2063, гранта РФФИ №14-05-00172, а также грантов УрО РАН №11-5-НП-600 и №13-5-НП-686 в Центре коллективного пользования УрО РАН «Геоаналитик».

Литература

1. Электронный ресурс: http://ru.wikipedia.org/wiki/Циркон (дата обращения 20.07.2014).
2. *Andersen T.* Appendix A3: COMPBCORR – Software for common lead correction of U-Th-Pb analyses that do not report ^{204}Pb // Laser Ablation–ICP–MS in the Earth Sciences / Ed. by Sylvester P. Mineralogical Association of Canada. 2008. Vol. 40. P. 1-18
3. *Black L.P., Gulson B.L.* The age of the Mud Tank carbonatite, Strangways Range, Northern Territory // J.Aust. Geol.Geophys. 1978. Vol. 3. P. 227-232.
4. *Finch R.J., Hanchar J.M.* Structure and Chemistry of Zircon and Zircon-Group Minerals // Zircon / Ed. by Hanchar J.M., Hoskin P. Reviews in mineralogy and geochemistry. Washington. Mineralogical Society of America. 2003. Vol. 53. 500 p.
5. *Frei D., Gerdes A.* Precise and accurate in situ U–Pb dating of zircon with high sample throughput by automated LA-SF-ICP-MS // Chemical Geology. 2009. Vol. 261. P. 261–270.
6. *Horstwood M. S. A.* Data reduction strategies, uncertainly assessment and resolution of LA–(MC–)ICP–MS isotope data // Laser Ablation–ICP–MS in the Earth Sciences / Ed. by Sylvester P. Mineralogical Association of Canada. 2008. Vol. 40. P. 283-304.
7. *Jochum K.P., Stoll B.* Reference materials for elemental and isotopic analysis. In: LA–ICP–MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues. Ed. P.Sylvester. Mineralogical Association of Canada. Short Course Series. Volume 40. 2008. 348 p. P. 147-168.
8. *Machado N., Simonetti A.* U-Pb dating and Hf isotopic composition og zircon by laser ablation-MC-ICP-MS (chapter 9) // Montreal. 2001. P. 121-146.
9. *Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Vonquadt A., Roddick, J.C., Speigel W.* Three Natural Zircon Standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, Trace-Element and REE Analyses // Geostandards Newsletter. 1995. Vol. 19, № 1. P. 1-23.
10. *Wiedenbeck M., Hanchar J. M., Peck W. H., Sylvester P., Valley J., Whitehouse M., Kronz A., Morishita Y., Nasdala L.* Further Characterisation of the 91500 Zircon Crystal // Geostandards and Geoanalytical Research. 2004. Vol. 28, № 1. P. 9-39.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ ТАМУНЬЕРСКОГО ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ

Замятина Д.А., Гараева А.А., Молошаг В.П.
Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург

Введение. Тамуньерское месторождение относится к золото-полиметалическим месторождениям переходных от мезо- к эпитермальному уровню формирования, связанным с березитами-лиственитами. Предыдущие исследования позволили выделить три стадии рудообразования с расчетам температур по минералам-геотермобарометрам (ранняя рудная – 210-370º С, основная рудная – 220-260º С и поздняя рудная 120-180º С) [1]. В первую стадию образуется пирит и единичные зерна арсенопирита, для второй и третьей стадии характерно наличие пирита, сфалерита, галенита, блеклых руд, халькопирита, энаргита и золота, при этом во второй стадии преобладающим минералом является пирит, а в третьей – сфалерит. Особенностью третьей стадии является наличие ртутистого золота. Определение температур производилось по хлоритовому и золото-сфалеритовому геотермометрам и доломит-кальцитовому геотермобарометру [6, 7, 3]. Для уточнения температур и выяснения состава минералообразующей среды привлечены исследования газово-жидких включений. Газово-жидкие включения удалось обнаружить микроскопически только в минералах прожилков. По составу это кварцевые, карц-карбонатные и кварц-карбонат-сульфатные образования, которые появляются в конце второй (с сульфидами) и третьей (без сульфидов) стадии.

Методы исследования. Изучение минералообразующей среды проводится в специально приготовленных препаратах: в двухсторонне-полированных пластинках толщиной 0.3 – 0.5 мм методом термокриометрии флюидных включений. Исследования проводились в ИГГ УрО РАН на термокриостолике THMSC-600 фирмы «Linkam» (Англия), позволяющему наблюдать температуры фазовых переходов внутри включений в диапазоне -196 - +600°С. Солевой состав раствора определялся по температуре плавления эвтектики ($T_{эвт.}$). Соленость (концентрация солей) во включениях оценивается по температуре плавления льда ($T_{льда}$) для солевой системы NaCl – H_2O [5]. Оцененная концентрация выражена в эквивалентных концентрациях NaCl, так как большинство растворов имеют несколько более сложный состав. В растворах известной концентрации и с известной температурой гомогенизации определяется плотность раствора, используя данные работ [4]. Изучение валового состава водных вытяжек из включений проведено в ЦНИГРИ (аналитик Кряжев С.Г.). Методика включает тщательную очистку пробы, вскрытие включений в кварцевом реакторе путем нагревания до 500 ºС, газово-хроматографический анализ H_2O, CO_2, CH_4, приготовление вытяжки (0,5 г пробы + 7 мл очищенной воды), ионно-хроматографическое определение Cl^-, SO_4^-, F^- и определение остальных элементов методом ICP-MS. Промытую после «рабочей» вытяжки пробу используют для приготовления «холостой» вытяжки [2].

Исследование состава минералообразующей среды в индивидуальных газово-жидких включениях в прожилковом кварце. Нами изучены 103 включения минералообразующей среды в кварце прожилков второй и третьей стадий. Они представлены двухфазными вакуолями (газ+жидкость) различных форм – неправильной, овальной или формы отрицательных кристаллов (ограненных полостей, соответствующих кристаллографическим формам кристалла-хозяина) и размерами от 4 до 17 мкм.

Содержимое вакуолей указывает на принадлежность их к включениям гомогенного захвата, содержащих при комнатной температуре жидкость (водно-солевой раствор) и газовый пузырек объемом 10-40%. Гомогенизация включений происходит в жидкую фазу в диапазоне температур 102-363 °С (табл. 1).

Таблица 1. Термокриометрические характеристики включений минералообразующей среды в кварце прожилков второй и третьей стадий.

Хар-ка образца (прожилки)	№ скв-гл	n	$T_{гом}$, ºС	$T_{эвт}$, ºС	$T_{пл}$, ºС	С, мас.% экв. NaCl	d р-ра, г/см3
II стадия (прожилки с сульфидами)							
кварц-карбонат-сульфидный	849-301,3	7	102-179	-(29.8-23.6)	-(5.4-4.1)	6.6-8.4	0,95-0,99
кварц-кальцит-доломит-сульфидный	831-189.5	14	124-272	-(26,6-25.3)	-(5.6-5.2)	8.14-8,68	0,82-0,97
кварц-сульфидный	867-130,3	5	232-339	-25,2	-4,3	6,9	0,72-0,89
кварц-кальцит-барит-сульфидный	834-299,7	3	352-354	-(25,2-23,6)	-(4.9-4.3)	6,9-7,7	0,71
III стадия (прожилки без сульфидов)							
кварц-карбонатный	879-143,3	13	128-279	-(25.8-22.6)	-(2.8-2.1)	3.6-4.5	0,81-0,98
кварц-карбонатный	868-27,2	17	115-313	-(27,6-20,5)	-(3.6-2.5)	4.1-5.9	0,79-0,98
кварц-карбонатный	868-102,4	18	122-363	-(25,4-21,5)	-(3,5-2,8)	4,5-5,6	0,68-0,98
кварцевый	867-142,3	10	114-358	-(26,6-22,2)	-(2.8-2.4)	4,0-4,5	0,66-0,99
кварц-кальцит-целестиновый	827-127,3	6	224-259	-(25.7-22.3)	-(2.9-2.1)	3.6-4.8	0,88

Примечание. n – количество измерений. $T_{гом}$ – температура гомогенизации, $T_{эвт}$ – температура эвтектики, $T_{пл}$ – температура плавления льда, С – концентрация солей, d р-ра – плотность раствора.

При криометрических исследованиях ни в одном включении не были обнаружены признаки углекислого газа или других низкокипящих газов. Газовая фаза во включениях представляет собой водный пар.

Полученные нами значения температуры эвтектики (Тэвт.), варьирующие в пределах от -21.5 до – 29.8° С, свидетельствуют о том, что растворы включений относятся к солевой системе NaCl с примесями KCl. Соленость растворов низкая и умеренная, варьирующая от 4 до 8 % экв. NaCl (табл.1). На диаграмме (рис. 1) отражена эволюция растворов от умеренно-соленых (6,6-8,7 мас.% экв. NaCl), характерных для прожилков II стадии к низко-соленым (3,6-5,7 мас.% экв. NaCl) растворам прожилков III стадии. Указанный выше широкий диапазон температур гомогенизации включений фиксируется, тем не менее, для обеих групп прожилков.

Исследование валового состава минералообразующей среды. Анализ валового состава водной вытяжки газово-жидких включений показывает, что ее состав в пробе кальцита из кальцит-целестинового прожилка описывается системой H_2O-CO_2-NaCl-$NaSO_4$, а для кварц-карбонатных прожилков и березита - H_2O-CO_2-NaCl-$NaHCO_3$ (табл. 2). Возможно, что наличие SO_4 и в водной вытяжке частично связано с растворением примесей целестина в процессе анализа водных вытяжек. Микроэлементный состав флюида характеризуется обогащением B, Li, Sr, Ba и Sb. Повышенные значения Zn, Pb, W наблюдаются в вытяжке из образцов, не содержащих сульфидов. Содержание Rb и Cs в водных вытяжках от ранней стадии к поздней уменьшается. Наибольшее количество As характерно для минералообразующей среды сульфидных прожилков.

Таблица 2. Валовый солевой, газовый и микроэлементный состав минералообразующей среды, извлеченной из включений кварца и кальцита.

	I стадия	II стадия			III стадия
№№обр	835-185,3	827-129,7	831-189,5	849-301,3	850-220,4
минерал	кальцит	кальцит	кварц	кварц	кальцит
H_2O, ppm	777	479	2035	2569	890
Главные компоненты, г / кг H2O					
CO_2	5,02	10,95	103,63	47,74	12,12
CH_4	0,033	0,225	0,228	0,887	0,051
Cl	<0.5	1,18	13,15	15,46	0,70
SO_4	<1	73,8	<0.5	<0.5	<1
HCO_3	161,19	36,05	55,83	55,45	125,63
Na	3,63	5,72	29,73	30,75	5,36
K	1,21	1,38	0,43	0,24	0,27
Ca	32,5	34,3	0,0	0,0	29,3
Mg	10,5	2,0	0,0	0,2	4,8
Σ солей, г/кг H2O					
Σ солей	211	154	100	103	168
Мольные доли					
Na	0,11	0,20	0,99	0,99	0,20
K	0,02	0,03	0,01	0,00	0,01
Ca	0,56	0,70	0,00	0,00	0,62
Mg	0,30	0,07	0,00	0,01	0,17
Cl	0,01	0,02	0,29	0,33	0,01
SO_4	0,005	0,552	0,005	0,004	0,007
HCO_3	0,99	0,42	0,71	0,67	0,98
Микроэлементы, мг / кг H2O					
B	46,27	112,71	56,26	70,33	33,76
Li	14,10	17,39	2,53	1,81	7,19
Rb	3,23	2,85	0,67	0,48	0,45
Cs	1,02	0,38	0,31	0,36	0,14
Sr	1580,95	34377,38	227,15	145,74	522,54
Ba	52,43	842,28	7,98	0,00	0,00
As	6,02	23,66	56,63	156,33	7,32
Sb	4,20	5,71	1,21	1,16	8,57
Ge	0,01	0,00	0,06	0,18	0,00
Cu	2,62	6,91	0,00	0,36	2,91
Zn	10,35	19,28	0,00	0,00	0,00
Cd	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00
Pb	1,60	4,55	0,00	0,00	0,03
Au	0,04	0,00	0,00	0,02	0,07
Ag	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00
W	2,43	28,62	0,00	0,04	0,00
Ni	1,91	2,67	0,00	2,53	1,29
Cr	6,03	5,43	0,00	0,00	5,76
V	0,00	0,00	1,54	0,00	0,00
U	0,11	0,02	0,00	0,00	0,00
Mn	429,07	0,00	0,00	0,00	487,92
Fe	556,93	542,00	0,00	0,00	120,44

Примечание: I стадия – березит; II стадия – кварц-карбонат-сульфидные прожилки; III стадия – кварц-кальцит-целестиновый прожилок.

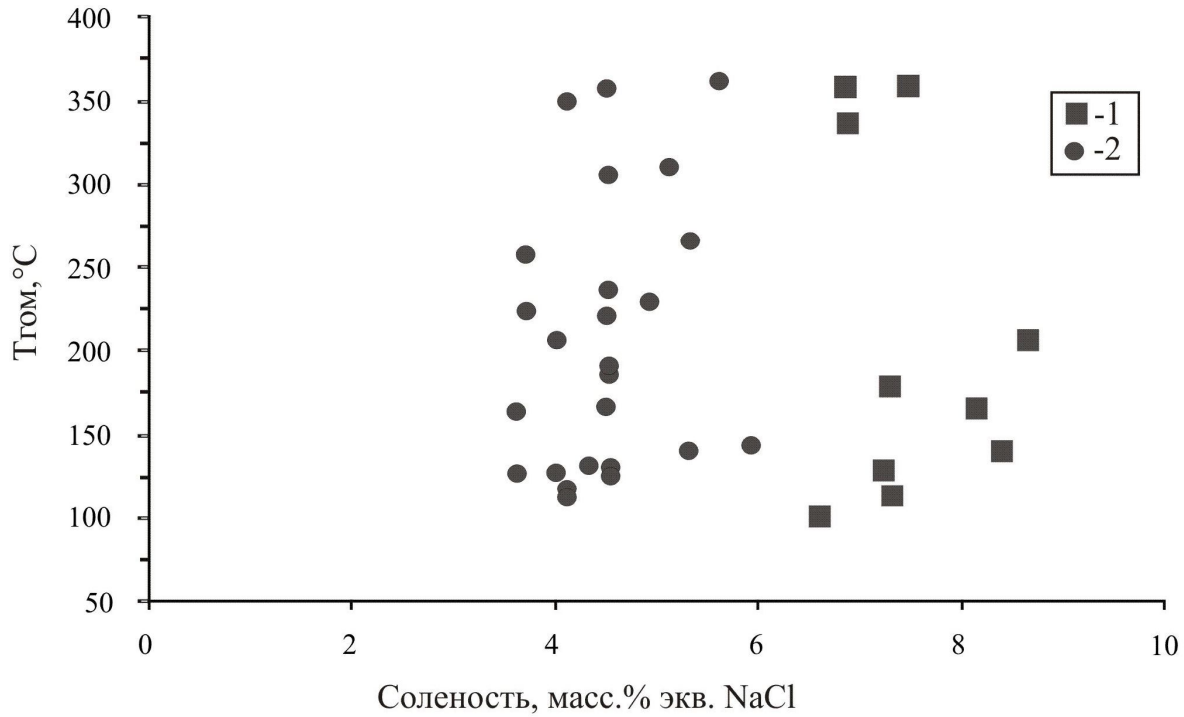


Рис. 1. Диаграмма температура – соленость. 1 – II стадия (прожилки с сульфидами); 2 –III стадия (прожилки без сульфидов).

Выводы. Полученные нами данные свидетельствуют о формировании Тамуньерского золото-сульфидного месторождения при нижних пределах температур 100-360 ºС. Эти данные согласуются с полученными ранее показателями температуры, рассчитанной с помощью минералов-геотермометров и геотермобарометров, где она составила 120-370ºС. Температурные границы формирования Тамуньерского месторождения соответствуют таковым для мезотермальных месторождений.

Состав флюида описывается системой CO_2-NaCl±(KCl)-$NaHCO_3$. В процессе эволюции флюида соленость понижалась от умеренно-соленой к низко-соленой (от 8,7 до 3,6 мас.% экв. NaCl).

Отстутствие явлений гетерогенизации раствора даже при формировании завершающих рудный процесс прожилков свидетельствует в пользу мезотермального уровня формирования руд.

Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта РФФИ 13-05-96036, УрО РАН 12-П-5-2015 и молодежного гранта УрО РАН 14-5-НП-257.

Литература

1. *Замятина Д.А., Молошаг В.П.* Стадийность и условия минералообразования Тамуньерского золоторудного месторождения, Северный Урал // Материалы Третьей Российской Школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования». С. 112-115.

2. *Кряжев С.Г., Прокофьев В.Ю., Васюта Ю.В.* Геохимические особенности включений в кварце золоторудных месторождений по данным анализа водных вытяжек методом ICP MS // Материалы XIII Международной конференции по термобарогеохимии и IV симпозиума APIFIS. Том 1. М.: ИГЕМ, 2008. С. 30-33.

3. *Таланцев А.С.* Геотермобарометрия по доломит-кальцитовым парагенезисам. М.: Наука, 1989. 200 с.

4. *Bodnar R.J.* A method of calculating fluid-inclusion volumes based on vapor bubble diameters and P-V-T-X properties of inclusion fluids // Economic Geology.1983. Vol. 78. P. 535-542.
5. *Bodnar R.J., Vityk M. O.* Interpretation data for H_2O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in mintrals methods and applications. Pontignano-Siena. 1994. P.117-130.
6. *Kranidiotis P., MacLean W.H.* Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec // Economic Geology.1987. Vol. 82. P. 1898-1911.
7. *Shikazono N.* A comparison of temperatures estimated from the electrum-sfalerite pyrite-argentite assemblage and filling of temperatures of fluid inclusion from epitermal Au-Ag vein type deposits in Japan // Economic Geology. 1985. Vol. 80. P. 1415-1424.

СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В КУРМАНСКОМ ГАББРО-ТРОНДЪЕМИТОВОМ МАССИВЕ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Замятина М.Д., Прибавкин С.В.
Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург

Курманский габбро-трондъемитовый массив расположен в 43 км восточнее Екатеринбурга. Он находится в пределах палеоконтинентальной зоны северно-западного мегаблока и располагается южнее крупных Мурзинского и Адуйского массивов. Цирконовый U-Pb возраст пород массива 405–411 млн. лет [5].

В последние годы по минералогии Курманского габбро-трондъемитового массива опубликовано несколько работ, показавших минералогическое разнообразие минерализаций, связанных с гранитоидами этого массива. Это находки прекрасного коллекционного материала, представленного образцами крупных кристаллов висмутина, волластонита и цеолитов, обнаружением редкого минерала миннесотаита [2,3,4,6].

В данной работе мы сосредоточились на рассмотрении сульфидной минерализации в массиве, которая может быть разделена на три генетических типа. К первому типу нами отнесена объемная рассеянная сульфидная минерализация, наложенная на гранитоиды, ко второму типу – скарновая минерализация и к третьему типу – минерализация гидротермальных сульфидно-кварцевых жил. Все три типа минерализации можно наблюдать в Курманском карьере одноименного массива.

Массив сложен преимущественно трондьемитами, местами переходящими в гранодиориты, содержащие крупные блоки и ксенолиты мигматизированных роговообманковых габброидов и диоритов. Жильный комплекс представлен дайками амфиболовых габбро, диоритов и аплитов. Скопление флюида в верхней части массива привело к объемной *сульфидизации* пород, выраженной в появлении рассеянной до 1 объ.% вкрапленности пирита, халькопирита и молибденита. Размер зерен и кристаллов пирита не превышает первых миллиметров, халькопирит и молибденит находятся в подчиненном количестве, а их локализация определяется составом вмещающих пород: молибденит развит в трондъемитах, халькопирит в диоритах и амфиболовых габбро. Помимо сульфидов, в гранитоидах широко развиты магнетит и структуры распада ильменит-гематитового состава. Микрозондовое изучение состава пирита свидетельствует о наличии нескольких генераций, представленных беспримесным и кобальт-содержащим пиритом. Последний содержит чуть более 2 мас.% Co, что указывает на минимальные температуры кристаллизации пирита 350-400 ºС [7].

Следующий тип сульфидной минерализации связан с *известковистыми скарнами*, вскрытыми в центральной части Курманского карьера. Изучение данного типа минерализации, особенно той, которая связана с амфибол-кварц-альбит-эпидотовыми и эпидот-гранатовыми эндоскарнами, только начато. Она представлена рассеянной вкрапленностью и небольшими сегрегациями магнетит-халькопирит-пиритового состава. Более подробно исследована минерализация, приуроченная к пироксен-гранат-волластонитовым и волластонитовым эндо- и экзоскарнам [4]. Она представлена редкими обособлениями галенита совместно с халькопиритом, виттихенитом, айкинитом, цинкистыми Bi теннантитом и As аннивитом (табл. 1, рис. 1). Здесь же выявлены призматические кристаллы недиагностированной протофазы, замещенные галенит-халькопиритовым симплектитом в срастании с эмплектитом, самородным висмутом, бисмитом, серебросодержащим ковелином. Сульфидная минерализация сопровождается окварцеванием и является наложенной по отношению к высокотемпературным волластонитовым и гранат-пироксеновым парагенезисам скарнов. Условия ее образования соответствуют 180-300 °С при давлении менее 4 кбар, что устанавливается по наличию высоковисмутового, цинкистого теннантита и виттихенита [8].

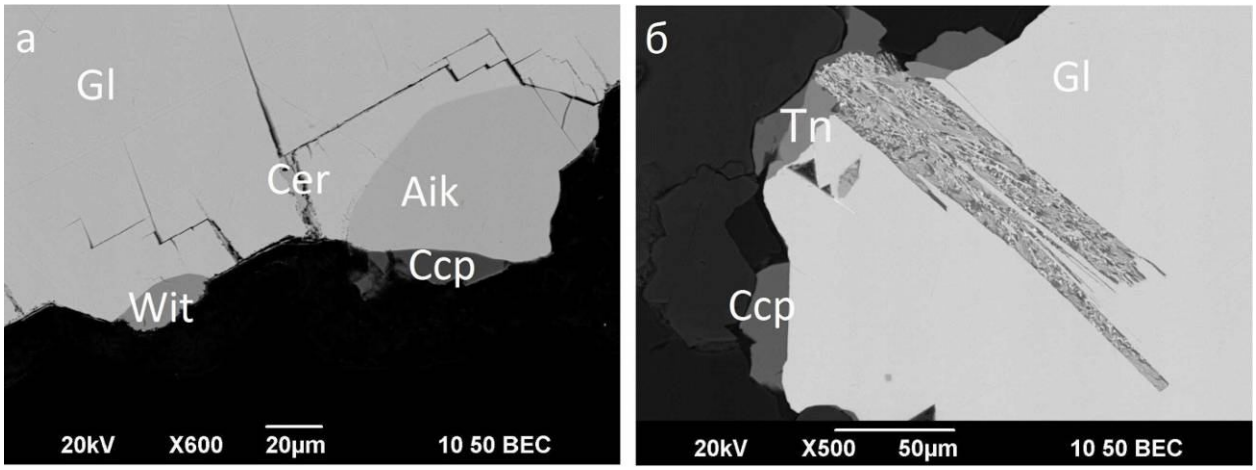


Рис. 1. Микрофотографии сульфидов в отраженных электронах.
а – выделения айкинита, виттихенита и халькопирита на контакте с галенитом. б – кристаллы сульфосоли, замещенные галенит-халькопиритовым симплектитом. Условные обозначения: Gl – галенит, Wit – виттихенит, Aik – айкинит, Ccp – халькопирит, Tn – цинкистый Bi-теннантит, Cer – церрусит.

Таблица 1. Химический состав сульфидов из гранат-волластонитовых скарнов (мас.%).

№	Cu	Ag	Fe	Zn	Pb	As	Sb	Bi	S	Сумма
1	0,17	0,18	0,00	0,00	85,93	0,00	0,00	0,00	13,46	99,73
2	32,32	0,05	28,88	0,06	0,23	0,00	0,00	0,17	34,84	96,55
3	37,08	0,49	0,09	0,06	0,00	0,35	0,10	41,77	19,76	99,71
4	20,32	0,11	0,99	0,00	0,00	0,46	0,05	57,49	19,93	99,35
5	11,73	0,05	0,01	0,00	35,51	0,00	0,05	35,99	17,30	100,65
6	36,91	0,00	0,55	6,98	0,00	9,13	2,87	18,53	25,04	100,00
7	35,08	0,36	0,56	5,98	0,00	7,13	2,75	23,2	23,77	98,83
8	64,91	1,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	33,74	100,00

Примечание. 1 - галенит, 2 - халькопирит, 3 – виттихенит, 4 – эмплектит, 5 – айкинит, 6 – Bi теннантит, 7 - As аннивит, 8 – ковелин.

Наиболее широко развитая в массиве сульфидная минерализация ассоциирована с *сульфидно-кварцевыми жилами*, секущими как гранитоиды массива, так и вмещающие его раннепалеозойские вулканогенно-осадочные толщи. Несущие ее жилы, как правило, имеют мощность менее 20 см и сложены серым зернистым кварцем. Околожильные метасоматические изменения практически отсутствуют или проявлены в развитии хлорита, тремолита, альбита. Нами изучались жилы, вскрытые в основании горизонта +128 м в юго-западной части Курманского карьера. Количество рудных минералов по отношению к кварцу не превышает 2%, поэтому жилы можно отнести к малосульфидным. Рудные минералы представлены пиритом, висмутином, молибденитом, шеелитом. Реже встречаются самородный висмут, тетрадимит, халькопирит и пирротин (рис. 2). Ранее в жилах были описаны только пирит, висмутин, эмплектит, самородный висмут, молибденит [2, 6].

Самым распространенным сульфидом в кварцевых жилах является пирит, образующий отдельные кристаллы или сростки. Размер кристаллов составляет от нескольких долей до 5 мм. Форма кубическая. В пирите иногда наблюдается эмульсионная вкрапленность пирротина, халькопирита, размер их зерен не превышает 30 мкм. Висмутин второй по распространенности рудный минерал. Он представлен единичными кристаллами, сростками или мелкозернистыми агрегатами. Размер кристаллов обычно не превышает 1 мм по удлинению, но отмечаются и крупные кристаллы до 3 см. Сростки состоят из зёрен

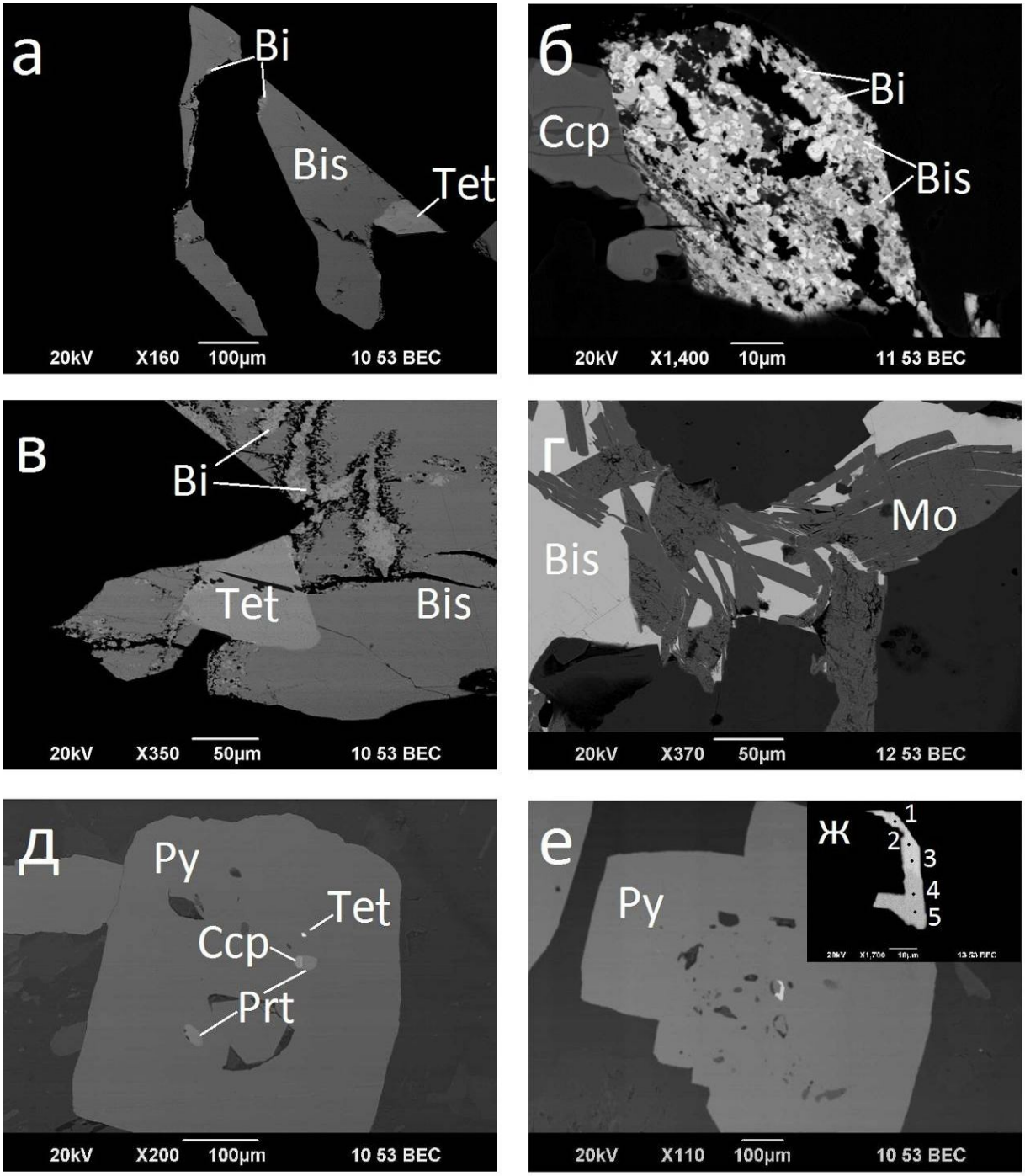


Рис. 2. Микрофотографии сульфидов в отраженных электронах. а – висмутин в ассоциации с тетрадимитом в кварце, б – кристалл висмутина, частично замещенный самородным висмутом, в – развитие самородного висмута по трещинам в висмутине, г – пластинки молибден в висмутине, д – метакристалл пирита с включениями пирротина, халькопирита и тетрадимита, е – пирит с включением Х-фазы (см. ниже), ж – Х-фаза в срастании с висмутином. Условные обозначения: Bi – самородный висмут, Bis – висмутин, Tet – тетрадимит, Ccp – халькопирит, Mo – молибденит, Prt – пирротин, Py – пирит.

размером не более 0,1 мм. Молибденит, как правило, развит в зальбандах жил, но иногда в виде чешуй до 2 мм встречается совместно с висмутином и пиритом в их центре. Тетрадимит и шеелит в кварцевых жилах нами отмечаются впервые. Тетрадимит образует субидиоморфные кристаллы до 100 мкм, ассоциирующие с висмутином, реже молибденитом и пиритом. Скопления его зерен достигают нескольких сантиметров. Окраска шеелита

белая с легким зеленоватым, реже желтоватым оттенком, а кристаллы имеют неправильную кривогранную форму, размером до 5 мм. Самородный висмут и халькопирит сформировались позднее пирита, молибденита, висмутина, тетрадимита, и развиваются по трещинам в кварце и висмутине.

Помимо охарактеризованных минералов, нами выявлена неизвестная (X) фаза, находящаяся в срастании с висмутином (рис. 2е). Размер фазы 18 мкм. Изучение на сканирующем электронном микроскопе показало наличие в ее составе Cu, Bi и S (табл. 2). Кристаллохимическая формула удовлетворительно рассчитывается на $CuBi_3S_5$ (медистый аналог павонита). В соответствие с экспериментальными данными фаза такого состава стабильна при температурах выше 300 ºС [9].

Выполненные исследования обосновывают выделение нескольких типов сульфидного оруденения, которые могут быть генетически связаны с раннедевонским габбротрондъемитовым магматизмом в северно-западном мегаблоке. Характер и тип рассеянной минерализации сопоставим с Mo-Cu-порфировыми системами, широко развитыми к востоку от Мурзинского и Адуйского массивов и имеющими близкий изотопный возраст [1].

Впервые в Курманском массиве выявлены виттихенит, айкинит, висмутсодержащие блеклые руды, тетрадимит, шеелит и фазы состава $CuBi_3S_5$.

Таблица 2. Химический состав тетрадимита, висмутина и X-фазы (мас.%).

№	Cu	Ag	Fe	Bi	Te	S	Сумма
1	0,00	0,00	0,00	60,72	34,72	4,55	100,00
2	0,00	0,54	2,35	78,64	0,00	18,47	100,00
3	0,00	0,00	2,67	78,60	0,00	18,37	100,00
4	5,29	1,89	1,86	72,55	0,00	18,42	100,00
5	4,67	0,00	1,79	74,77	0,00	18,77	100,00

Примечание: 1 – тетрадимит, 2-3 – висмутин, 4-5 – X-фаза.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ (№ 12-05-00132а; 12-05-00109а).

Литература

1. *Грабежев А.И. Смирнов В.Н.* Артемовско-Алтынайский рудно-магматический ареал медно-порфирового типа (Средний Урал): U-Pb SHRIMP-II возраст, петрогеохимия гранитоидов и генетическая специфика // Литосфера, 2012. № 6. С. 78-89.

2. *Квачев В.И., Попов М.П.* Волластонит из скарнов Курманского карьера // Уральская Минералогическая школа-2004. Материалы Всероссийской научной конференции. Екатеринбург: Из-во: УГГУ, 2004. С. 87.

3. *Попов М.П., Суставов С.Г. Шагалов Е.С. Квачев В.И.* Висмутовая минерализация в южной части Каменского гранитного массива // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества № 5. Из-во: ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, 2008. С. 82-86.

4. *Прибавкин С.В., Замятина М.Д., Замятин Д.А., Гуляева Т.Я., Квачёв В.И.* Волластонитовые скарны и сопутствующая Cu-Pb-Bi минерализация Курманского карьера // Ежегодник-2013. ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, 2014. С. 285-289.

5. *Ферштатер Г.Б.* Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Из-во: ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, 2013. 365 с.

6. *Ханин Д.А., Хиллер В.В., Квачев В.И.* Висмутовая минерализация Курманского каменно-щебеночного карьера // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества № 9. Из-во: ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, 2012. С. 136- 138.

7. *Hem S.R., Makovicky E.* The system Fe–Co–Ni–As–S. I. Phase relations in the (Fe,Co,Ni)$As_{0.5}S_{1.5}$ section at 650° and 500°C // The Canadian Mineralogist, 2004. Vol. 42. P. 43-62.
8. *Spiridonov E., Maleev M., Kovachev V., Kulikova I., Nazmova G., Filimonov S.* Minerals of fahlore group: indicators of ore genesis // Bulgarian Geological society, 80-th Anniversary, Proceedings of the Jubilee International Conference. Bulgarian Geological Society. Sofia: 2005. P. 79-82.
9. *Wang N.* The Cu-Bi-S system: results from low–temperature experiments // Mineralogical Magazine, 1994. Vol. 58. P. 201-204.

КРИОМИНЕРАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПЕЩЕР

Звягина Е.А., Сильянов С.А.
Сибирский федеральный университет, г. Красноярск

Процесс охлаждения и замерзания раствора неминуемо ведет к повышению концентрации растворенных в нем компонентов и последующей их кристаллизации. Такой процесс, протекающий при отрицательных температурах, носит название криогенного минералообразования. Ареной деятельности криоминерагенеза, с географической точки зрения, являются те районы, где постоянно или периодически наблюдаются отрицательные температуры. К таким местам, прежде всего, относятся полярные регионы, а так же, районы с умеренным климатом.

В плане вертикального разреза земной коры такие процессы развиты в частях с температурой пород, близкой к 0°С. Таким образом процессы криоминерагенеза затрагивают все регионы с многолетней мерзлотой.

В общем случае криоминерагенез можно рассматривать как частный случай и (или) следствие криохимических процессов. А именно, процессов фазовых превращений воды и растворенных в ней минеральных компонентов, происходящих при отрицательных температурах. Нарушение химического равновесия раствора может происходить как при замерзании воды, так и при таянии льда.

Проявления криоминерагенеза весьма многочисленны. Однако в настоящее время не существует какой-либо классификации их обстановок и типов. Наиболее крупными обстановками являются районы современного оледенения, здесь криохимические процессы связаны с наземными ледниками, а также с подземными льдами. К последним относятся районы с многолетней мерзлотой, и, в том числе, районы более южные, где подземный лед накапливается в подземных пустотах – пещерах. Отдельную, своеобразную обстановку криоминерагенеза характеризуют наледи, образующиеся в холодных районах в зимнее время в местах выхода на поверхность подземных вод. Наледи встречаются как в районах оледенения, так и в районах распространения многолетнемерзлых пород. Зимнее вымораживание речных и озерных вод в холодном и умеренном климатических поясах также сопровождается криохимическими процессами. Особую обстановку образуют высокогорья с нивальным поясом, где имеются и ледниковые образования, и многолетнемерзлые породы, и наледи, и пещеры. Кроме того, на склонах горных массивов, даже ниже нивального пояса, имеет место криоминерагенез в плаще скальных выветрелых образований. Среди упомянутых обстановок высших уровней можно выделить множество нижестепенных условий и ситуаций, где проявляются криохимические процессы, сопровождающиеся минералообразованием.

Спелеокриоминерагенез наиболее интересен в плане минералогического и морфологического разнообразия криоминералов. Как отмечалось выше, подземные полости и пещеры образуют специфическую среду холодного минералообразования. Отличительной ее особенностью является повышенная минерализация замерзающих вод. Криоминеральные образования пещер – это, в основном, мучнистые образования на ледяных телах, так называемая, гипсовая мука, порошкоподобные скопления в нишах вытаивания, покровы на поверхностях ледяных тел, выцветы и остаточные скопления на месте растаявших ледяных образований.

Все криоминеральные образования пещер можно, условно разделить на два типа: образования пещер с многолетними льдами и образования пещер с сезонным оледенением, так называемые эфемерные образования.

Несомненно, литологический состав вмещающих пород оказывает большое влияние на минеральный состав криообразований. Так, в гипсовых пещерах резко преобладает гипс, реже встречаются – целестин и кальцит, в известняковых пещерах доминируют кар-

бонаты кальция. Естественно, значительную долю имеют и акцессорные образования, как привнесенные извне, так и внутрипещерные.

Исследования В.Н. Андрейчука показывают, что основным механизмом спелеокриоминерагенеза является нарушение химического равновесия компонентов в растворе, вследствие образования ледяного натека и замерзания водного раствора. Процесс замерзания, повышающий концентрацию, имеет место в тонких (менее 1мм) пленках, покрывающих ледяные образования. Кристаллизация происходит этапно: сначала происходит частичная кристаллизация льда, которая повышает концентрацию веществ в растворе, а затем, по мере насыщения раствора, дальнейшей кристаллизации льда сопутствует этапно-сингенетическое выпадение из раствора минералов: в случае сульфатно-кальциевых растворов (гипсовые пещеры) – гипса, а затем кальцита и целестина, а в случае гидрокарбонатно-кальциевых вод – разных фаз карбоната кальция. При данном механизме происходит последовательное “вмораживание” и “захоронение” в ледяной массе минерального компонента растворов в кристаллическом виде. Если подземная наледь увеличивает свои размеры, то в ней последовательно, слой за слоем, происходит накопление криовещества.

Изучение криоминеральных образований пещер имеет важное научное значение: минеральные новообразования генетически связаны со слабоизученными криохимическими процессами; самостоятельный седиментологический интерес представляет изучение своеобразных пещерных отложений; выявление криогенетических признаков минеральных образований позволит проводить палеогляциологические реконструкции.

Как показывают исследования, образования пещер с многолетним обледенением имеют отличительные морфологические особенности. Так, в гипсовых пещерах преобладают таблитчатые кристаллы, а также наблюдается большое количество сферолитовых образований, сростков с углублениями, часто геометрически правильной формы. В случае криохимического генезиса углубления наиболее правдоподобно объясняются моделью кристаллизации – углубления есть реликтовое пространство от растаявших ледяных кристаллов. Криоматериал известняковых пещер представлен уплощенными сферолитовыми образованиями с ровной поверхностью основания и развитым на ней слоем расщепленных кристаллов. На крупных кристаллах (20-30 мкм) наблюдаются грани минимум двух простых форм, представленных ромбоэдрами, на которых отмечаются скелетные и трансляционные формы, связанные с чередованием процессов роста-растворения. В целом, криоминералы имеют небольшие размеры, расщепленные формы и ячеистую структуру льда.

Для пещер с сезонным оледенением характерны эфемерные образования, которые представляют собой волокнистые агрегаты, растущие субперпендикулярно поверхности субстрата. Подобные образования часто называют «гипсовый мох» или «гипсовый пух», действительно, минералогически эти агрегаты являются гипсом, а морфологически – массой тонкоигольчатых и волокнистых кристаллов, длинной 1,5-2 см. Генетически подобные агрегаты могли образоваться за счет капиллярного питания минерализованными растворами через породный субстрат. В летний период такие образования исчезают.

Вопросы криоминерагенеза изучены слабо, касаются, в основном, строения и роста ледяных кристаллов и химического состава растопленных льдов (Максимович, 1947, Максимович, Панарина, 1967). Минеральные образования пещерных льдов, их возникновение и морфология практически не изучены. На сегодняшний день самой изученной в этом плане является Кунгурская ледяная пещера (Андрейчук, Галускин (2001); Андрейчук, Чайковский, Кадебская (2013); Молоштанова (2001)), также исследованы пещеры Иркутской и Читинской областей (Базарова, 2010, Гутарева, 2011), и пещеры Приуралья (Андрейчук, Кадебская 2010).

В Красноярском крае насчитывается более 150 крупных пещер многие, из которых имеют многолетние льды (пещеры Ледяная, Мокрая, Тоннельная) [3]. Пещеры с многолетним оледенением представляют большой интерес в плане исследования их на предмет криоминеральных образований.

Литература

1. *Алексеев В.Р., Савко Н.Ф.* Теория наледных процессов (инженерно-географические аспекты). Изд-во Наука, 1975, 205 с.
2. *Фотиев С.М.* Криогенный метаморфизм пород и подземных вод (условия и результаты). Новосибирск, изд-во Гео, 2009, 279 с.
3. *Цыкин Р.А., Цыкина Ж.Л., Добровольский М.Н.* Пещеры Красноярского края. Красноярское книжное издательство, 1974, 102 с.

МИНЕРАЛОГИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГИПСОВЫХ ПОРОД В ДОЛИНЕ Р. СУДИНКИ

Калинина Т.А., Лаврова Н.В.
Горный институт УрО РАН, г. Пермь

В долине р. Судинки (в 5,5 км ниже с. Суда (Пермский край)) обнажаются сульфатные породы лунежской пачки иренского горизонта кунгурского яруса пермской системы. В верхней части массива развита площадная кора выветривания мощностью до 2,5 м, осложненная клиновидными карманами (линейная кора) глубиной до 2,5-3 м.

Для изучения продуктов выветривания из различных частей площадной и линейной коры были отобраны отдельные штуфы и пробы объемом 5 л. Последние подверглись мокрому рассеву на три класса (более 2 мм; 0,25-2 мм; менее 0,25 мм), каждый из которых был обогащен. Исследование образцов и концентратов проводилось под бинокуляром и сканирующим электронным микроскопом VEGA 3 TESCAN с системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализа INCA Energy 350/X-max 20 (аналитик О.В. Коротченкова).

Площадная кора выветривания

Площадная кора характеризуется зональным строением: снизу вверх выделяется зона коренных пород, структурного элювия и (делювиально?-)элювиальных отложений. Коренная гипсовая порода (видимая мощность до 0,8 м) сложена мелкозернистым (сахаровидным) агрегатом, реже пластинчатыми зернами с редкими крупными (до 5-7 мм) метакристаллами удлиненно-призматического облика. Последние отмечены как в виде одиночных обособлений, так и системы секущих параллельно-шестоватых прожилков перекристаллизации, придающих породе линзовидное строение. Небольшие включения глинисто-карбонатного материала разбиты прожилками параллельно-игольчатого гипса (селенита) без просечки.

Зона структурного элювия (мощность до 1 м) отличается высокой степенью трещиноватости – гипсовая порода здесь разбита до блоков валунно-глыбовой размерности. Обломки нередко покрыты корочкой натечного облика, сложенной пылеватыми субидиоморфными зернами гипса, которые на отдельных участках перекристаллизованы в друзовидный агрегат чечевицеобразных кристаллов, сформированных гранями пинакоида.

Делювиально-элювиальные отложения (мощность около 1,5 м) представлены слабосвязанным гипсовым дресвяно-щебневым материалом сахаровидного строения с алеврито-пелитовым заполнителем карбонатно-сульфатного состава.

Линейная кора выветривания

Клиновидные карманы ограничены крупными трещинами и заполнены рыхлым гипсовым преимущественно песчано-дресвяным материалом с алевропелитовым карбонатно-сульфатным заполнителем. Гипсовые обломки характеризуются угловатой формой, сахаровидной слабосвязанной структурой и широкой вариацией размеров – от 0,1 мм до 10-15 см. В составе заполнителя отмечаются как аллотигенные минералы (кварц, кремень, полевые шпаты, ильменит, монацит, серпентин, эпидот) и обломки пород (аргиллит, известняк, доломит), так и аутигенные – гипс, кальцит и гидроксидная железомарганцевая минерализация.

Новообразованный *гипс* представлен индивидами и агрегатами, морфология которых позволяет выделить несколько групп (рис. 1).

Образования первой группы представлены ксеноморфными лейстовидными зернами с заливообразными очертаниями и их агрегатами. Размер индивидов колеблется в интервале 200-800 мкм. Предполагается, что часть зерен подверглась регенерации, однако индивиды унаследовали вытянутую лейстовидную форму. На некоторых агрегатах зафиксированы признаки выщелачивания, которые приводят к формированию футляровидных

структур. Образования первой группы сопоставляются нами с продуктами дезинтеграции прожилков перекристаллизации.

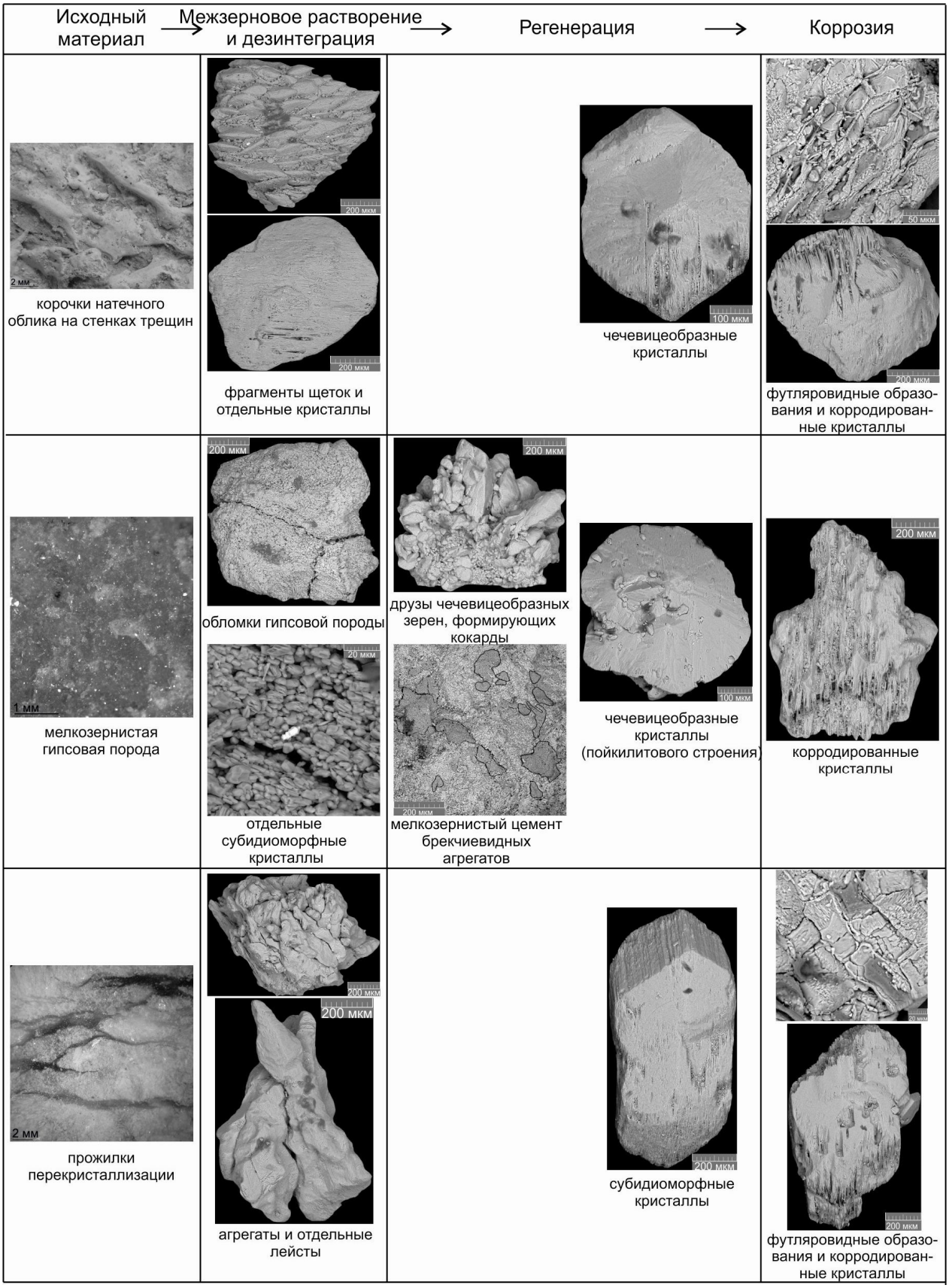


Рис.1. Схема процессов трансформации остаточного гипсового материала.

Вторая группа представлена фрагментами друз и щеток чечевицеобразных кристаллов размером до 200-500 мкм, иногда нарастающих на обломки гипса. Для последнего, в отличие от исходной сахаровидной породы, характерна более крупнозернистая структура, что свидетельствует о его перекристаллизации. Чечевицеобразная форма присуща и отдельным зернам, нередко пойкилитового строения, что позволяет предполагать их образование за счет регенерации гипса. Как и образования первой группы в процессе выщелачивания они приобретают ящичную структуру. Предполагается, что щетки образовались на стенках трещин за счет привнесенных частиц по суффозионному механизму, а друзы, формирующие кокарды, – за счет перекристаллизации обломков исходной сахаровидной породы.

Поверхность кристаллов гипса нередко осложнена регенерационными и коррозионными элементами, развитыми преимущественно вдоль плоскостей спайности. На поверхности кристаллов фиксируются зерна целестина и барита, а также зеленовато-серого войлокоподобного глинистого минерала, отвечающего глаукониту с формулой $K_{0,3}(Fe_{0,35-0,36}Mg_{1,15-1,18})_{1,50-1,54}(Si_{2,75-2,80}Al_{0,12-1,15})_{2,67-3,95}O_{10}(OH)_2$.

Гипс также отмечен в составе новообразованных брекчиевидных агрегатов в виде мелких (до 10-20 мкм) субидиоморфных зерен, цементирующих алло- и аутигенный материал.

Кальцит представлен как одиночными кристаллами и их сростками, образованными гранями острого и нормального ромбоэдра, так и неяснокристаллическими спутановолокнистыми ажурными агрегатами (рис. 2б). Последние в качестве включений содержат гипс, аллотигенные минералы, реже фрагменты углеродистых пленок. Отмечены индивиды с расщепленными головками (рис. 2а) и корродированными гранями. В нижней части кармана карбонат кальция слагает сложные блочные агрегаты (рис. 2в), где каждый из блоков (модулей) характеризуется полиэдрической формой и сложным концентрически-зональным строением (рис. 2г), где каждая из зон сложена волокнистыми зернами. На поверхности кальцита фиксируются обособления самородной и сульфидной меди, целестина (до 1 ат.% Ba) и барита (до 14,8 ат.% Sr).

Железистые фазы с примесью ванадия (0,32 ат.%) и молибдена (0,89 ат.%) представлены одиночными почками гидроксидов железа и губчатыми кремнисто-железистыми пленками (рис. 3а-б). *Гидроксиды марганца* слагают пленки (мощность до 5 мкм) и почковидные агрегаты концентрически-зонального строения (до 10-15 мкм) (рис. 3в-г). В качестве постоянных примесей отмечен никель (до 3,0 ат.%), железо (до 15,8 ат.%), кремний (до 38,1 ат.%) и барий (до 1,1 ат.%). На поверхности марганцевых обособлений фиксируются выделения галенита, самородной меди и серебра.

Выводы

Считается, что в связи с высокой растворимостью эвапориты не выветриваются, а сразу растворяются и выносятся за пределы рассматриваемых систем. Изучение продуктов гипергенного преобразования как карбонатных [2], так и сульфатных пород показывает, что данное положение не вполне отвечает реальности, и растворение выступает лишь одной из сторон преобразования.

Гипергенез сульфатных пород обусловил развитие как площадной, так и линейной коры выветривания. Площадная кора характеризуется «классическим» зональным строением: от коренных, слабо измененных пород в нижней части разреза до интенсивно выветрелых в верхней. Структурно-текстурные особенности исходной гипсовой породы позволяют предполагать ее образование за счет гидратации практически мономинеральной ангидритовой породы с последующей неравномерной перекристаллизацией, обусловившей формирование отдельных метакристаллов и секущих прожилков параллельно-шестоватого строения. Усиление процессов гипергенеза привело как к дезинтеграции породы до обломков алеврито-пелитовой размерности, так и частичному выщелачиванию сульфатного материала. Присутствие на обломках корочек натечного облика, сложенных пылеватыми субидиоморфными зернами гипса, свидетельствует о механической суффозии суль-

фатного материала с вышележащих частей разреза. Такие образования уже отмечались ранее на стенках гротов Кунгурской Ледяной пещеры [1].

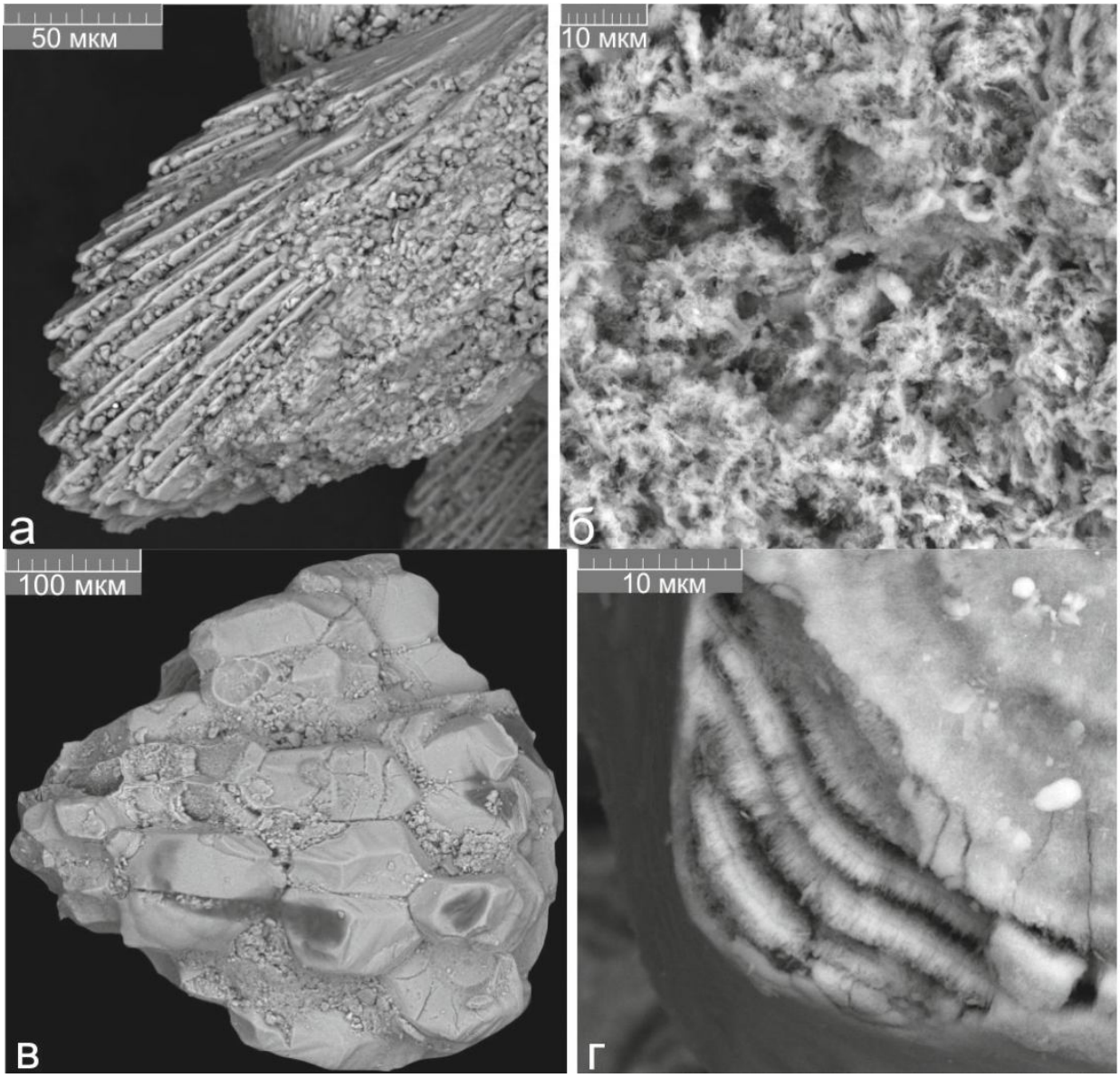


Рис. 2. Морфология кальцита: а – ромбоэдры с расщепленными вершинами, б – спутано-волокнистые ажурные агрегаты, в, г – блочные агрегаты концентрически-зонального строения.

Изучение морфологии новообразованного гипса из заполнителя линейной коры выветривания не выявило закономерностей изменения снизу вверх по разрезу, но показало проявление нескольких процессов трансформации остаточного материла (РИС). Установлено, что изначальным материалом выветривания выступали обломки мелкозернистого гипса, фрагменты прожилков перекристаллизации и натечных корочек. Проявление гипергенных процессов способствовало растворению гипса вдоль межзерновых границ с высвобождением отдельных субидиоморфных (чечевицеобразных и пластинчатых) и лейстовидных зерен. Последующая регенерация гипса привела к укрупнению индивидов и формированию их субидиоморфного облика, а также цементации алло- и аутигенного материала. Коррозия гипса обусловила растворение зерен вдоль плоскостей спайности и образование футляровидных структур. Такая схема преобразования гипса отражает сложность и разнообразие процессов гипергенной трансформации сульфатных пород.

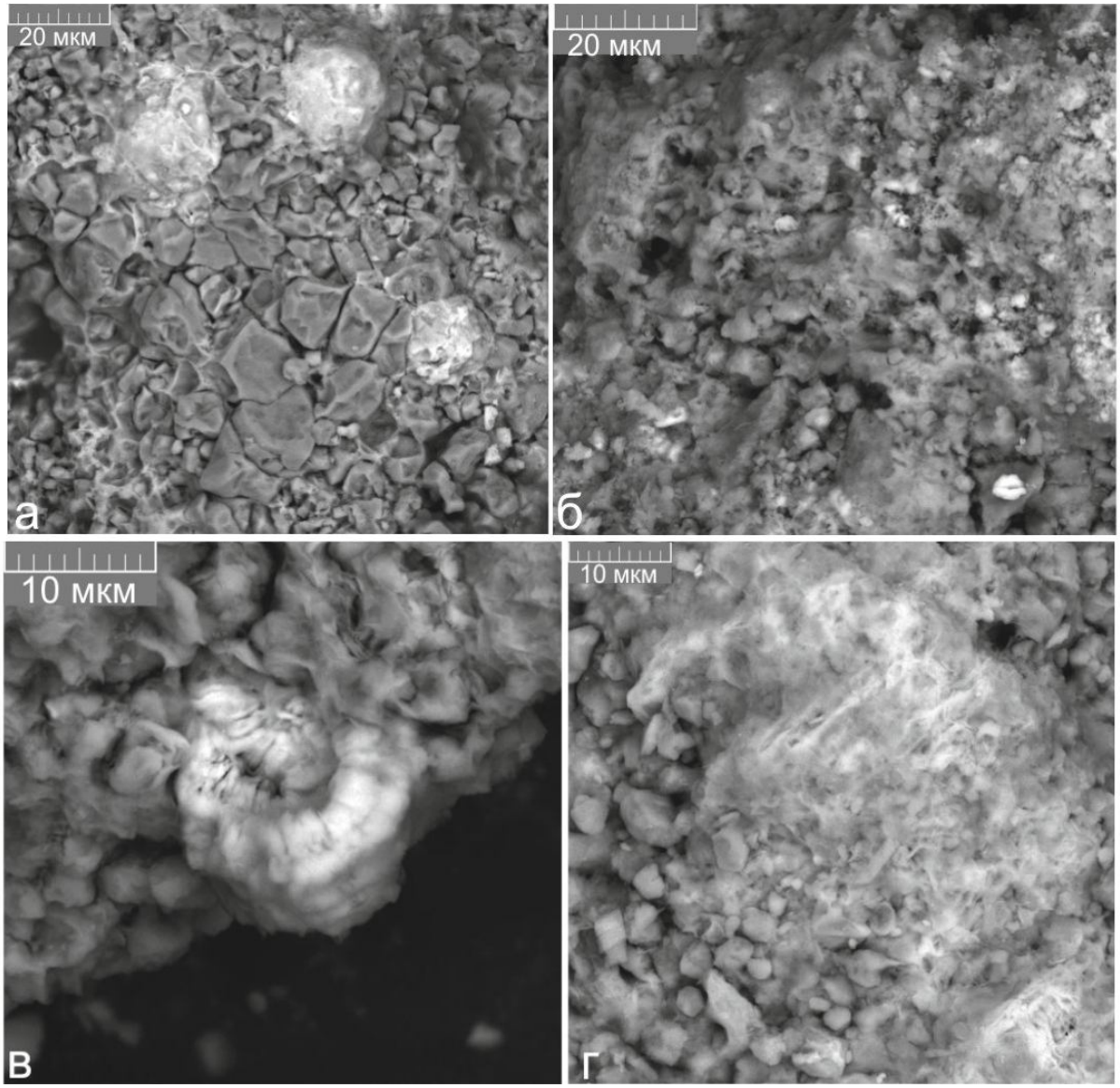


Рис. 3. Гидроксидная железомарганцевая минерализация: а – почки гидроксидов железа, б – кремнисто-железистые пленки, в, г – почковидные агрегаты и пленки гидроксидов марганца.

Морфология и внутреннее строение кристаллов и агрегатов кальцита позволяют предполагать его образование из истинных, а в нижней части кармана также из коллоидных растворов. Корродированные и регенерированные поверхности кристаллов отражают колебания состава инфильтрующихся через них растворов.

Весьма незначительная изоморфная примесь, выявленная в составе новообразованных барита и целестина, а также присутствие гидроксидной железистой и марганцевой минерализации отражает их формирование в условиях низких температур.

Сопоставление железистых и марганцевых фаз со схожими минеральными образованиями коры выветривания Шубинского месторождения гипса [2] показало близость их состава. Высокое содержание в них кремния и алюминия может отражать низкую степень гидролизного разложения исходного коллоидного раствора, а присутствие ванадия и молибдена указывает на преобразование в окислительных условиях жаркого климата. Об этом же свидетельствует присутствие новообразованного глауконита [3].

Авторы благодарят сотрудников лаборатории геологии месторождений полезных ископаемых Горного института УрО РАН Е.В. Чайковскую и Р.В. Кариева за помощь в отборе каменного материала, выполнении анализов и ценные советы при обсуждении результатов исследований.

Литература

1. *Калинина Т.А.* Структурно-текстурная и минералогическая характеристика пород Кунгурской Ледяной пещеры и их трансформация при карстообразовании // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. Пермь: Перм. гос. ун-т, 2013. Вып. 16. С. 201-208.
2. *Калинина Т.А. Чайковский И.И.* Минералогия коры выветривания на Шубинском месторождении // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. Пермь: Перм. гос. ун-т, 2012. Вып. 15. С. 106-114.
3. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 564 с.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЗЭ В КОСТНЫХ ОСТАТКАХ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ПО ДАННЫМ ЛА-ИСП-МС

Киселева Д.В.[1], Адамович Н.Н.[1], Силаев В.И. [2], Пономарев Д.В.[2] , Шагалов Е.С.[1]
[1] Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург
[2]Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

Редкоземельные элементы (РЗЭ), содержащиеся в ископаемых костных остатках, играют важную роль при реконструкции условий захоронения (тафономических особенностей), палеосреды, источников происхождения [3]. Чаще всего элементный состав ископаемых костей определяют по «валовой» пробе методами масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) после кислотного вскрытия, получая усредненные данные. Тем не менее, широкое использование в последнее время *in-situ* метода ИСП-МС с лазерной абляцией (ЛА), позволяющего получать элементные данные с пространственным разрешением до 50-100 μм, продемонстрировало значительную локальную вариабельность распределений РЗЭ по сравнению с анализом валовой порошковой пробы [4].

Материалы и методы. Настоящее работа описывает результаты ЛА-ИСП-МС профилирования ряда фрагментов ископаемых костных тканей млекопитающих (15 образцов) из различных местонахождений Тимано-Печерского региона (Россия). По результатам радиоуглеродного анализа большинство костных остатков относятся к позднему плейстоцену [5]. По тафономическому типу все местонахождения, за исключением Медвежьей пещеры, примерно одинаковы: костный детрит, захороненный в аллювиальных песках или в переотложенной временными ручьями морене. Череп медведя не был захоронен, пролежав десятки тысяч лет на полу пещеры [1]. Реестр исследованных образцов и основная информация об условиях захоронения приведены в таблице 1, внешний вид – на рисунке 1.

Таблица 1. Исследованные образцы костных тканей.

Шифр образца	**Животное**	**Фрагмент скелета**	**Место находки**	**Возраст**
ДП-1	Мамонт	Лопатка	Мамонтовая Курья	47–35 тыс. лет
ДП-2	Мамонт	Моляр	- « -	- « -
ДП-3	Северный олень	Большая берцовая кость	- « -	40–32 тыс. лет
ДП-6	Мамонт	Череп	Бызовая стоянка	30–27 тыс. лет
ДП-7	Мамонт	Моляр	- « -	- « -
ДП-8	Лошадь	Резец	р. Вычегда	1950-е годы
ДП-9	Мамонт Харутинский	Бедро	Р. Адзьва	Средне-позднеплейстоценовый
ДП-10	Носорог шерстистый	Бедро	Бызовая стоянка	34–31 тыс. лет
ДП-11	Медведь пещерный	Череп	Медвежья пещера	Предположительно 30–20 тыс. лет
МБ-1	Мамонт Бердышский (находка О. Н. Архипенко)	Бивень	Р. Унья	Не опр.

Для ЛА-ИСП-МС анализа использовалась приставка для лазерной абляции LSX-500 (Cetac, лазер Nd:YAG, режим Q-switch, длина волны 266 нм), связанная с квадрупольным масс-спектрометром ELAN9000 (PerkinElmer).

Параметры работы лазера: энергия в импульсе 0.9 мДж, частота повторения импульса 20 Гц, отношение ThO/Th < 0.5%, размер кратера 50-100 микрон.

Для градуировки использовался стандартный образец MAPS-4 (спрессованная таблетка фосфата кальция с добавками микроэлементов, производитель USGS, США). ^{43}Ca

использовался в качестве внутреннего стандарта для расчета абсолютных содержаний элементов.

С целью сравнения данных по микроэлементному составу часть исследованных костных и зубных фрагментов была истерта в порошок и использована для ИСП-МС анализа из растворов после кислотного вскрытия согласно процедуре, описанной в [2].



Рис. 1. Внешний вид исследованных образцов.

Результаты и обсуждение. На рисунке 2 приведены оптическое и СЭМ-изображения фрагмента моляра мамонта после ЛА-ИСП-МС анализа, а также распределения РЗЭ в исследованных точках образца. Для сопоставления пунктиром нанесена кривая, соответствующая концентрациям, полученным при анализе раствора после кислотного вскрытия порошкообразной валовой пробы.

Анализ полученных данных показывает, что для большинства исследованных фрагментов наблюдаются значительные вариации распределений РЗЭ как между образцами из одного местонахождения, так и внутри одного образца.

Для костных остатков старшего возраста отмечены большие содержания РЗЭ, причем наибольшие концентрации микроэлементов характерны для краевых частей исследованных фрагментов. Наименьшее количество РЗЭ содержит образец кости современной лошади.

Степень фракционирования РЗЭ внутри одного образца может быть оценена с использованием диаграммы $(La/Yb)_n$ vs. $(La/Sm)_n$ [3]; здесь лантан выступает в роли индикатора легких, самарий – средних, а иттербий – тяжелых РЗЭ, n означает, что используемые величины концентраций нормализованы к PAAS. В некоторых образцах не наблюдается сильного фракционирования РЗЭ, точки на графике группируются вблизи 1 (например, фрагмент лопатки мамонта, рис. 3). Следует отметить, что данный факт отмечается для

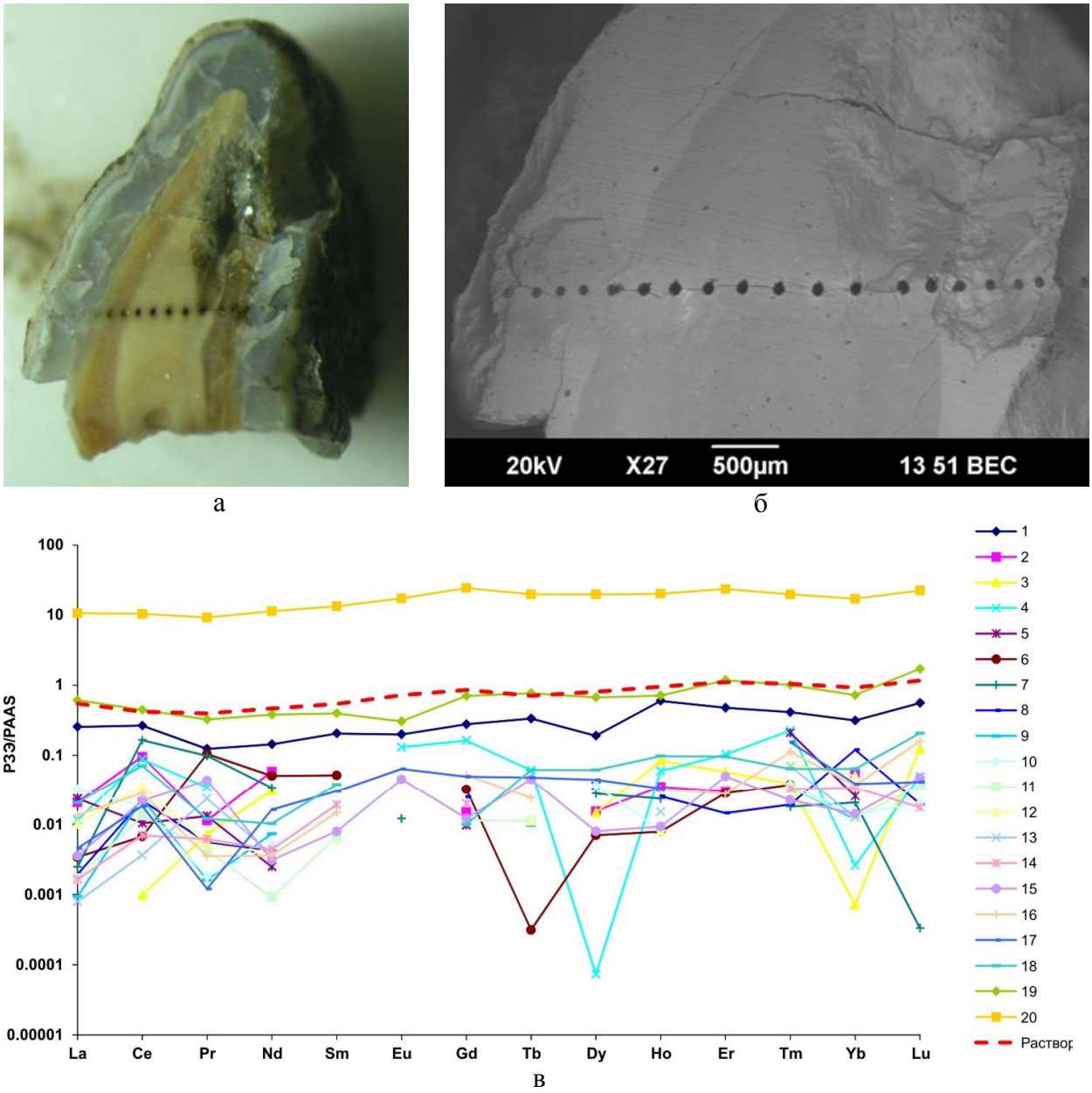


Рис. 2. Фрагмент моляра мамонта после лазерного профилирования (образец 2): оптическое изображение (а), СЭМ-изображение (б), распределение РЗЭ (нормировка на PAAS) по участкам анализа (в).

проб с высокими и средними содержаниями РЗЭ. Для других образцов, напротив, отношения $(La/Yb)_n$ *vs*. $(La/Sm)_n$ образуют тренды (моляр мамонта и берцовая кость оленя, рис.3), что свидетельствует о наличии градиентов концентраций РЗЭ, характеризующихся обеднением легкими РЗЭ в направлении внутренней части кости. Данный тренд интерпретируется в литературе как отражающий поздне-диагенетическую рекристаллизацию апатита кости [6].

Заключение. В работе представлено исследование особенностей распределения РЗЭ в ископаемых костных остатках млекопитающих плейстоценового возраста. Использованный метод ЛА-ИСП-МС позволяет выявлять локальные геохимические особенности образцов, механизмы встраивания РЗЭ в костный апатит, которые оказываются недоступны при валовом анализе порошковой пробы после растворения.

Работа выполнена в Центре коллективного пользования УрО РАН «Геоаналитик».

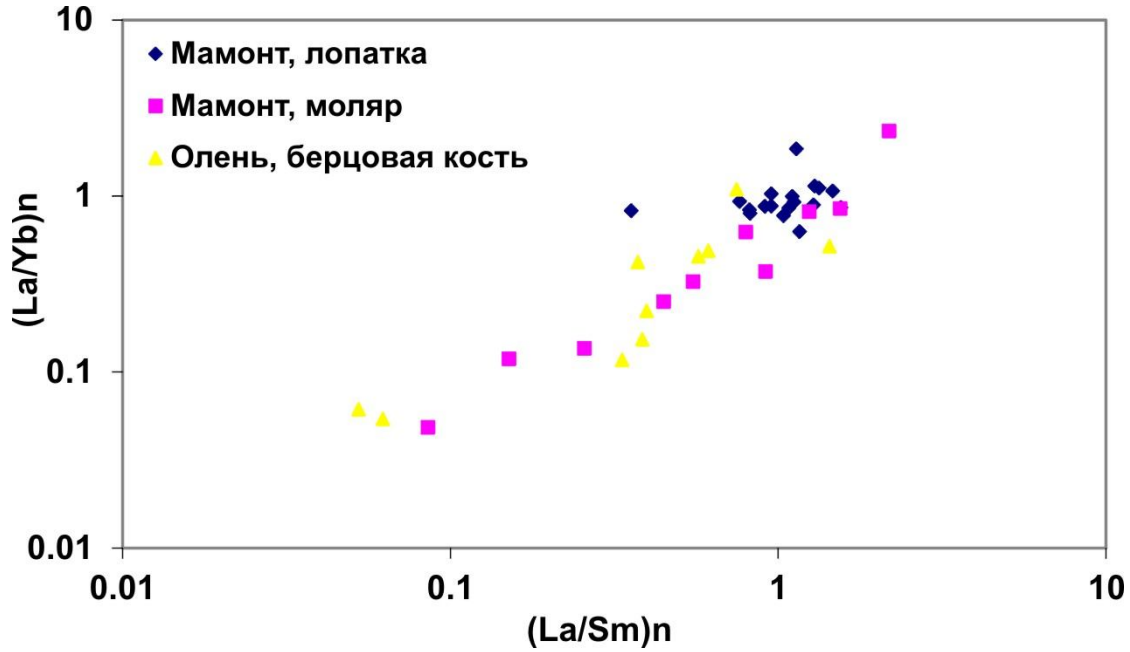


Рис. 3. Соотношение $(La/Yb)_n$ и $(La/Sm)_n$ для костных фрагментов из местонахождения Мамонтовая Курья.

Литература

1. *Силаев В. И., Пономарев Д. В., Киселева Д. В., Смолева И. В., Симакова Ю. С.* Позднеплейстоценовые мегамлекопитающие Тимано-Печорского региона: опыт минералого-геохимических исследований костного детрита // Проблемы и перспективы современной минералогии (Юшкинские чтения — 2014): Материалы минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. С. 195-199.

2. *Смирнов Н. Г., Вотяков С. Л., Садыкова Н. О., Киселева Д. В., Щапова Ю. В.* Физико-химические характеристики ископаемых костных остатков млекопитающих и проблема оценки их относительного возраста. Ч. 1. Термический и масс-спектрометрический элементный анализ. Екатеринбург: «Гощицкий», 2009. 118 с.

3. *Herwartz D., Tutken T., Jochum K. P., Sander P. M.* Rare earth element systematics of fossil bone revealed by LA-ICPMS analysis // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2013. Vol. 103. P. 161-183.

4. *Herwartz D., Tutken T., Munker C., Jochum K. P., Stoll B. and Sander P. M.* Timescales and mechanisms of REE and Hf uptake in fossil bones // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2011. Vol. 75. P. 82-105.

5. *Svendsen, J. I., Heggen H. P., Hufthammer A. K., Mangerud J., Pavlov P., Roebroeks W.* Geoarchaeological investigations of Palaeolithic sites along the Ural Mountains – On the northern presence of humans during the last Ice Age // Quaternary Science Reviews, 2010. Vol. 30. P. 3138–3156.

6. *Trueman C. N., Behrensmeyer A. K., Potts R. and Tuross N.* High-resolution records of location and stratigraphic provenance from the rare earth element composition of fossil bones // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2006. Vol. 70. P. 4343–4355.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ РЕМИНЕРАЛИЗУЮЩИХ ЗУБНЫХ ГЕЛЕЙ И ПАСТ ПО ДАННЫМ СЭМ - ЭДС

Киселева Д.В.[1], Главатских С.П.[1], Власова М.И.[2]
[1]Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург
[2]Уральский государственный медицинский университет, г. Екатеринбург

В настоящей работе приведены результаты сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) с качественным рентгенофлуоресцентным энергодисперсионным (ЭДС) определением основного химического состава зубных тканей до и после обработки реминерализующим гелем для укрепления зубов R.O.C.S.® Medical Minerals и зубной пастой с повышенным содержанием фтора R.O.C.S.® Medical 5000 ppm.

Материалы и методы. Все исследованные образцы представляли собой фрагменты (размером до 3 мм) одного зуба, удаленного по ортодонтическим показаниям. Перечень исследованных образцов зубных тканей приведен в таблице 1.

Таблица 1. Исследованные образцы зубных тканей.

№ пп	Название пробы		Характеристика геля/пасты
1	1.1	Контрольная группа (без обработки)	
2	1.2		
3	1.3		
4	2.1	Обработаны гелем R.O.C.S.® Medical Minerals	Реминерализующий гель с кальцием, фосфором и магнием, не содержит фтор.
5	2.2		
6	2.3		
7	3.1	Обработаны пастой R.O.C.S.® Medical 5000 ppm	Зубная паста с повышенным содержанием фторида (0,5% F^-). Источники фтора - аминофторид OLAFLUOR и фторид натрия.
8	3.2		
9	3.3		

Готовые препараты фиксировались на предметном стекле и напылялись углеродом. Экспериментальные исследования выполнены с использованием сканирующего электронного микроскопа JSM 6390LV (JEOL). Для качественного элементного анализа использовалась ЭДС-приставка Inca X-Max (Oxford Instruments). Съемка проводилась при ускоряющем напряжении 20 кВ.

Результаты и обсуждение. На рисунке 1 приведены СЭМ-изображения и энергодисперсионные рентгенофлуоресцентные спектры исследованных фрагментов зуба.

При качественном сопоставлении видно, что на всех спектрах (рис. 1) фиксируются пики основных структурно-образующих элементов – кальция и фосфора, а также некоторых примесных элементов (натрия, магния, хлора). В образцах третьей группы (обработанных пастой) отмечается повышенное содержание фтора, что может свидетельствовать об эффективном переносе фтора из пасты в зубную ткань. Также в тканях, обработанных пастой, обнаруживается кремний, который может проникать из абразивного наполнителя зубной пасты.

Заключение. В работе представлено исследование особенностей локального химического состава (структурно-образующих и примесных элементов) зубной ткани, обработанных реминерализующим гелем и пастой. Отмечено, что фтор и кремний из зубной пасты с повышенным содержанием фтора R.O.C.S.® Medical 5000 ppm эффективно переходят в зубную ткань.

Работа выполнена в Центре коллективного пользования УрО РАН «Геоаналитик».

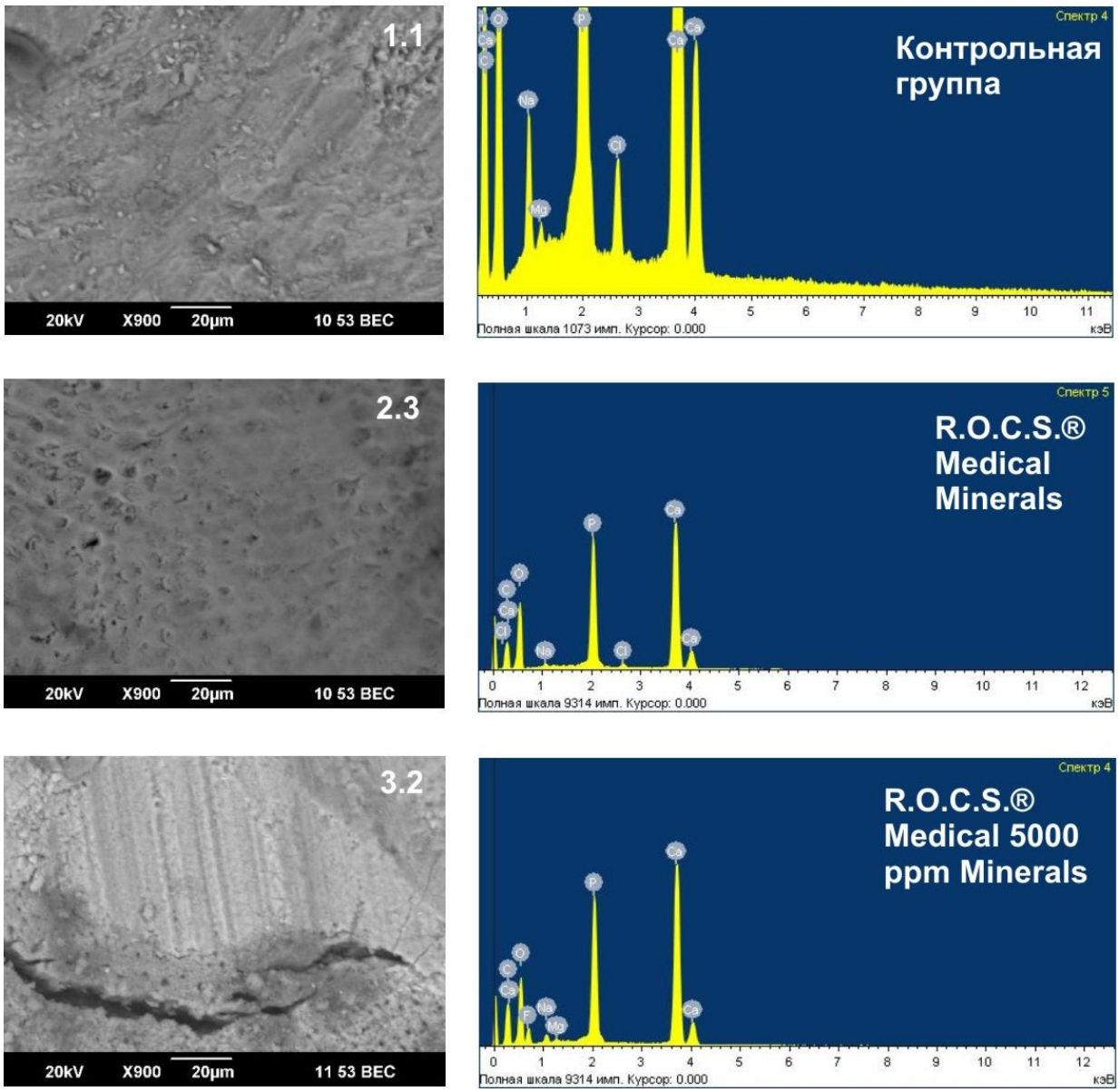


Рис. 1. СЭМ-изображения и ЭДС-спектры исследованных фрагментов зуба до и после обработки гелем и пастой.

БЛАГОРОДНАЯ ШПИНЕЛЬ В РУБИНОНОСНЫХ МРАМОРАХ УРАЛА

Кисин А.Ю.[1], Томилина А.В.[1], Юшкова А.В.[2], Замятин Д.А.[1]
[1]Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург
[2]Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

Благородная шпинель является одним из самых древних используемых человеком драгоценных камней. В мире известно всего лишь несколько крупных месторождений благородной шпинели (в Таджикистане, Мьянме, Индии, Шри-Ланке). Крупнейшим месторождением благородной розовой шпинели является месторождение Кух-и-Лал, на Юго-Западном Памире [1, 7-9, 11-15]. В России промышленных месторождений благородной шпинели пока не обнаружено. Высоко оцениваются перспективы Восточной Сибири на обнаружение месторождений шпинели. Здесь в Прибайкалье, от п. Слюдянка до полуострова Святой Нос зафиксированы многочисленные находки шпинели в мраморах и кальцифирах. Цвет шпинели красный, розовый и синий. Ювелирного качества шпинель встречена только на месторождении Перевал, около Слюдянки. В 1979 году было открыто Кучинское проявление рубинов и розовой шпинели в мраморах (в Кочкарском антиклинории на Южном Урале) [5, 14]. Несколько позднее, в 1988 году рубиновая и шпинелевая минерализация была обнаружена в окрестностях бывшей д. Нижняя Алабашка (Мурзинско-Адуйский антиклинорий, Средний Урал) [5]. Поскольку основное внимание при изучении этих проявлений было направлено на исследование рубиновой минерализации, то шпинель оказалась недоизученной, а перспективы ее как нового ювелирного камня для Урала не определены. В связи с этим авторами были проведены некоторые исследования благородной шпинели рубиноносных мраморов Урала.

Лучше всего шпинель изучена на **Кучинском и Чуксинском участках Кочкарского антиклинория,** в рамках разрабатывавшейся геолого-генетической модели [5, 14]. На основании анализа собранного фактического материала здесь было выделено 3 типа шпинели. Термин «типы» использован не взамен термина «генерация», хотя и отражает относительное время образования. «Типы» здесь больше отражают типоморфные признаки шпинелей, образованных на том или ином этапе процесса минералообразования и совершенно необязательно наличие шпинели всех трех типов на любом месторождении рубинов в мраморах. В основу разделения положены как внешние признаки, так и их взаимоотношения с другими минералами. По причине ограниченного объема статьи, ниже приводится только краткое изложение результатов исследования.

Шпинель 1 типа – очень темно-красные, непрозрачные кристаллы размером до 5-6 мм. Непрозрачность этой шпинели обусловлена чрезвычайно сильной трещиноватостью (при 10-кратном увеличении для большинства кристаллов области свободные от трещин не обнаруживаются; цвет таких участков розовато-коричневый, как шпинели растертой до пудры). Встречается редко и только в россыпях карстового типа. Наблюдались нарастания темно-красного рубина на шпинель 1 типа. В отраженных электронах в шпинели наблюдается отчетливая зональность (рис. 1). Микрозондовые анализы показали необычайно высокие содержания хрома (табл. 1), несколько повышающегося от центра к краям кристалла. Таких высоких содержаний хрома в шпинели, по литературным данным, не отмечается ни на одном месторождении мира.

Шпинель 2 типа – розовые до очень светло-розовых прозрачные кристаллы размером до 8-10 мм. Основной дефект – трещины. Области свободные от трещин редко достигают размеров необходимых для фасетной огранки. Распространена в кальцит-доломитовом мраморе, иногда в ассоциации с форстеритом и бесцветным флогопитом. Часто сопровождается графитом. Кроме отдельных кристаллов, шпинель 2 типа также встречается в виде радиально-лучистых агрегатов, замещая рубины 1 типа (темные) и 2 типа (светлые). Форма кристаллов рубина сохраняется, но в искаженном виде. Замещение происхо-

дит с увеличением объема. В большинстве случаев в центре шпинелевого агрегата сохраняется реликтовый рубин (рис.2, табл.2). При полном замещении корунда шпинелью – в центре агрегата сохраняется микрополость, как это бывает в конкреции.

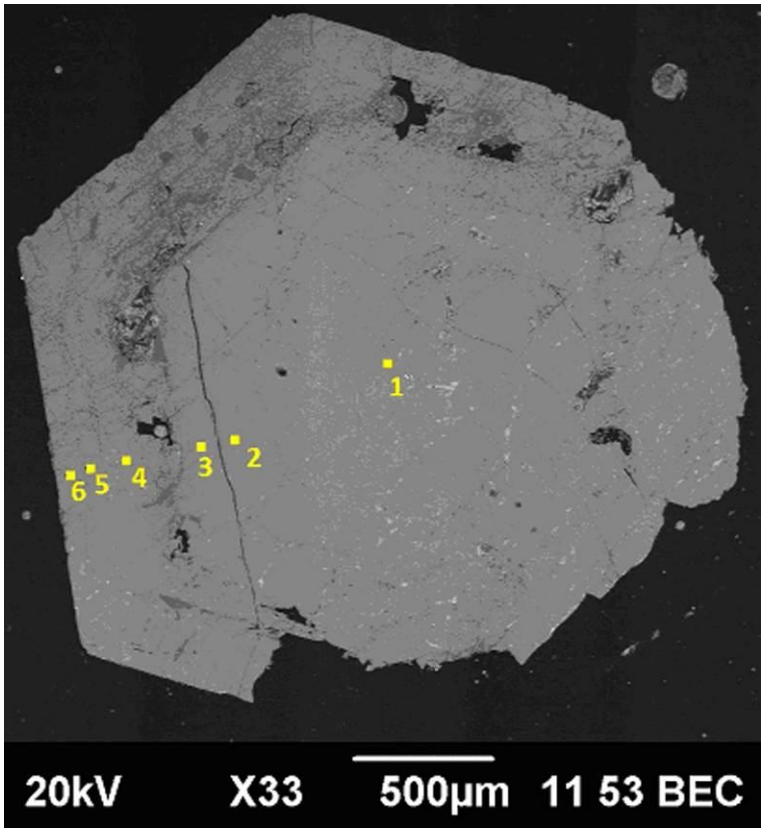


Рис. 1. Изображение шпинели 1 типа в отраженных электронах и точки микрозондовых анализов (табл.1).

Таблица 1. Результаты микрозондовых анализов шпинели 1 типа (в масс.%).

№ ан.	Al_2O_3	Cr_2O_3	V_2O_3	FeO	MnO	NiO	ZnO	TiO_2	MgO	CoO	Сумма
1	55.69	16.1	0.04	0.15	0	0.12	2.39	0	24.91	0.03	99.43
2	56.8	14.92	0.08	0.1	0	0.06	2.47	0.01	25.02	0	99.46
3	54.41	17.46	0.05	0.1	0	0	2.5	0.02	24.58	0	99.11
4	55.58	16.42	0.02	0.05	0	0.17	2.6	0.02	24.6	0.03	99.49
5	52.37	19.57	0.05	0.23	0.06	0.1	2.42	0	24.22	0	99.02
6	54.89	18.06	0.12	0.04	0.02	0.04	2.33	0	24.01	0	99.51

Примечание. Здесь и далее анализы выполнены в ИГГ УрО РАН. Аналитик Замятин Д.А.

Шпинель 3 типа – алые, от светлых до слегка темных, хорошо оформленные прозрачные кристаллы. Размеры и дефекты те же, что и у шпинели 2 типа. Встречается в Mg-кальцитовом и кальцит-доломитовом мраморе. Всегда сопровождается флюоритом. Подобно шпинели 2 типа, может замещать любые ранее образованные рубины, с образованием радиально-лучистых агрегатов. Относительно шпинели 2 типа, содержит больше хрома, ванадия и цинка (табл.3).

К ранее выделенным красным шпинелям рубиноносных мраморов Кочкарского антиклинория можно добавить еще желтую цинковую шпинель, которая иногда нарастает на их кристаллы. Самостоятельно интереса для геммологи эта шпинель не представляет, в

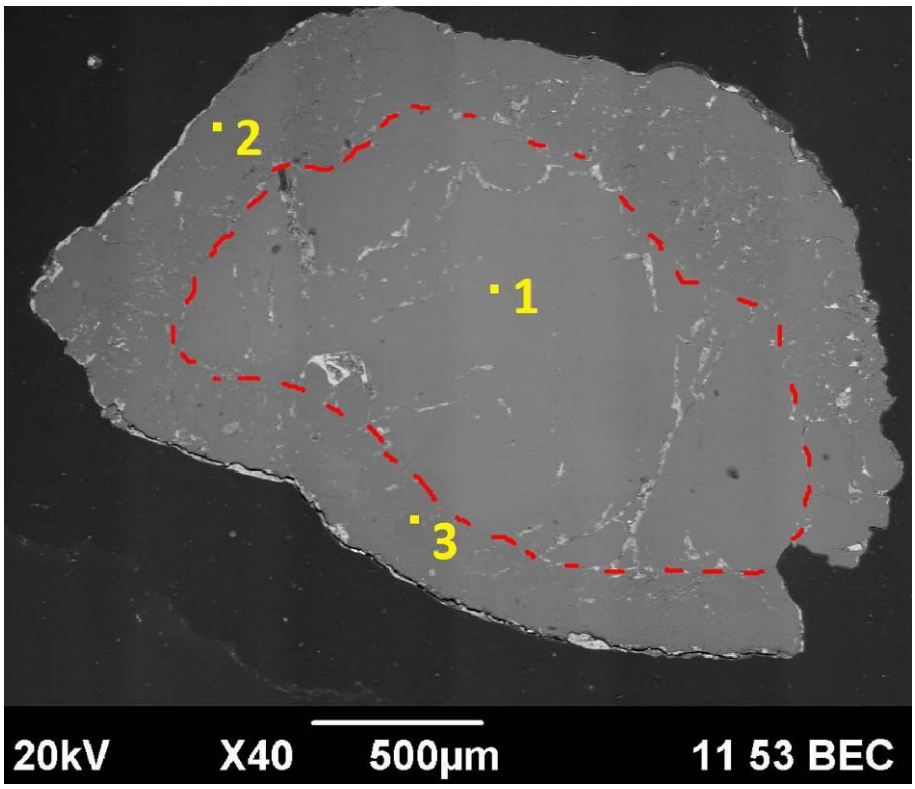


Рис. 2. Изображение в отраженных электронах зерна рубина (красный контур) по которому развивается розовая шпинель (кайма). Показаны точки анализов, приведенных в табл. 2.

Таблица 2. Результаты микрозондовых анализов шпинели 2 типа (в мас.%).

№ ан.	SiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	V_2O_3	FeO	NiO	ZnO	MgO	CoO	Сумма
1	0.02	98.88	0.98	0.03	0	0.03	0.03	0	0.04	100.03
2	0.07	71.14	0.4	0.07	0.11	0.01	0.09	28.32	0.05	100.26
3	0.01	69.46	2.2	0.1	0.07	0	0.17	28.22	0.01	100.24

Примечание. Марганец не обнаружен. В анализе 2 TiO_2 – 0.01 мас.%.

Таблица 3. Результаты микрозондовых анализов шпинели 3 типа (в мас.%).

№ ан.	Al_2O_3	Cr_2O_3	V_2O_3	FeO	NiO	ZnO	TiO_2	MgO	CoO	Сумма
182	66.03	5.7	0.08	0.11	0.11	0.44	0	28.2	0	100.68
183	66.19	5.56	0.16	0.07	0	0.45	0.01	28.23	0.01	100.69
200	62.97	8.99	0.08	0.19	0.01	0.93	0.02	27.22	0.01	100.42
201	62.75	8.87	0.13	0.12	0.06	0.91	0	27.06	0	99.91

Примечание. В анализе 183 - MnO – 0.01, CaO – 0.01 мас.%.

связи с микроскопическими масштабами выделений, но дает представления об эволюции процесса минералообразования.

Геологические данные показывают [5], что шпинель 1 типа образовалась на прогрессивном этапе регионального метаморфизма, в условиях роста температуры и давления. Ее появление связывается с ранним дометаморфическим магнезиальным метасоматозом [6]. Дометаморфические метасоматические доломиты, развитые по раннекаменноугольным известнякам, отличаются резко повышенными содержаниями хрома, ванадия,

редких и редкоземельных элементов. Шпинель 2 типа формировалась на раннем регрессивном этапе, после снятия стрессовых напряжений, в условиях магнезиального метасоматоза и высокой активности CO_2. Шпинель 3 типа образовалась на гидротермально-пневматолитовой стадии при высокой активности F и H_2O. Цинковая шпинель завершает формирование шпинелей в рубиноносных мраморах Кочкарского антиклинория и, вероятно, относится к началу отложения сфалерит-галенитовой минерализации.

Участок Алабашка. Расположен на правом борту долины р. Алабашка и характеризуется очень плохой обнаженностью. На участке мраморы обнажаются только в бортах небольшого лога. Здесь отчетливо выделяется два типа мраморов: кальцитовые (преобладающие на данном участке) и магнезиально-кальцитовые. Доломит в магнезиально-кальцитовых мраморах встречается редко, в бортах трещин кливажа, в ассоциации с розовой шпинелью, графитом и бесцветным флогопитом. Вероятно, эти зоны аналогичны доломит-кальцитовому мрамору, описанному выше. Акцессорная минерализация магнезиально-кальцитовых мраморов представлена крупночешуйчатым графитом, рубином, красной (различных оттенков) шпинелью, флогопитом, фукситом, мусковитом, паргаситом (в том числе хромовым), диопсидом, рутилом, сфеном, адуляром, зеленым гранатом и др. [4, 5 и др.].

Исследовалась шпинель из ложковых отложений, вскрытых шурфами, и карстовых глин, вскрытых скважинами. Шпинель представлена кристаллами октаэдрического облика, до 5-6 мм в поперечнике, а в сростках – до 10 мм. Цвет варьирует от бледно-розового до бордово-фиолетового. Чистота цвета значительно ниже цвета шпинелей Кочкарского антиклинория, за счет примеси коричневого. Показатель преломления изменяется от 1,726 до 1,738, в зависимости от содержания хрома (рис. 3) и параметров элементарной ячейки (рис. 4). Взаимоотношения с рубинами не ясны. В единичных случаях наблюдалось замещение рубина шпинелью, подобно агрегатам шпинели по рубинам в Кочкарском комплексе. Сопровождается паргаситом и Cr-паргаситом, флогопитом, минералами группы хлорита, адуляром и графитом. Графит нередко нарастает на грани шпинели и встречается в качестве включений в ней (рис. 5).

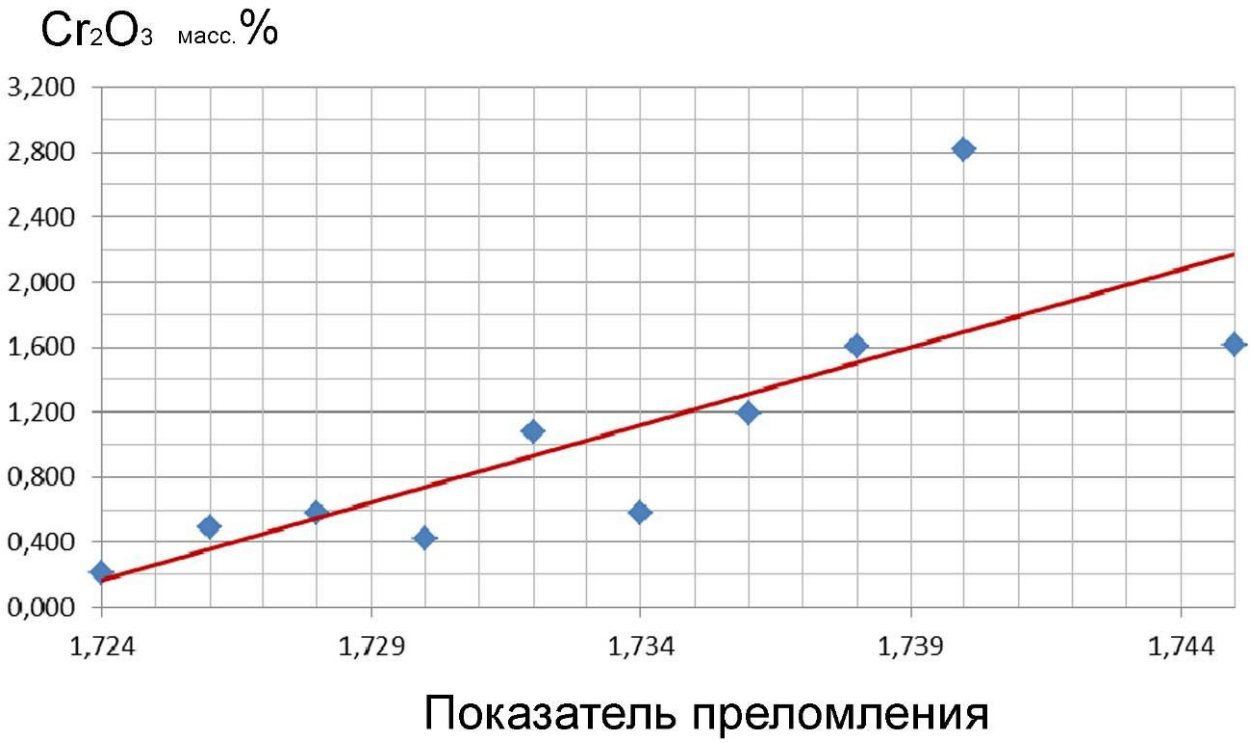


Рис. 3. Зависимость показателя преломления шпинели от содержаний Cr.

Генезис шпинели с участка Алабашка пока не изучен. Вероятно, в основных чертах генезис шпинели с этих двух площадей схожий. В Кочкарском антиклинории шпинель часто развивается по рубинам (более четверти кристаллов рубина имеют шпинелевую «рубашку»). На участке Алабашка такие случаи единичны. В литературе по зарубежным месторождениям приводят факты включений шпинели в рубине [12]. На Урале включений шпинели в рубине пока не наблюдалось. Судя по экспериментальным данным [13, 16], возможны оба варианта. Нам представляется, что определяющую роль здесь играли флюиды и условия метаморфизма, как это показано в [3]. Наличие загрязненных глиноземом и хромом осадочных магнезиальных карбонатных пород принципиального значения для образования рубина и шпинели не имеет. В гидротермальных растворах эти элементы часто мигрируют вместе [10 и др.]. Исследования в Кочкарском антиклинории показали полную независимость рубин-шпинелевой минерализации от таких «загрязнений» мраморов.

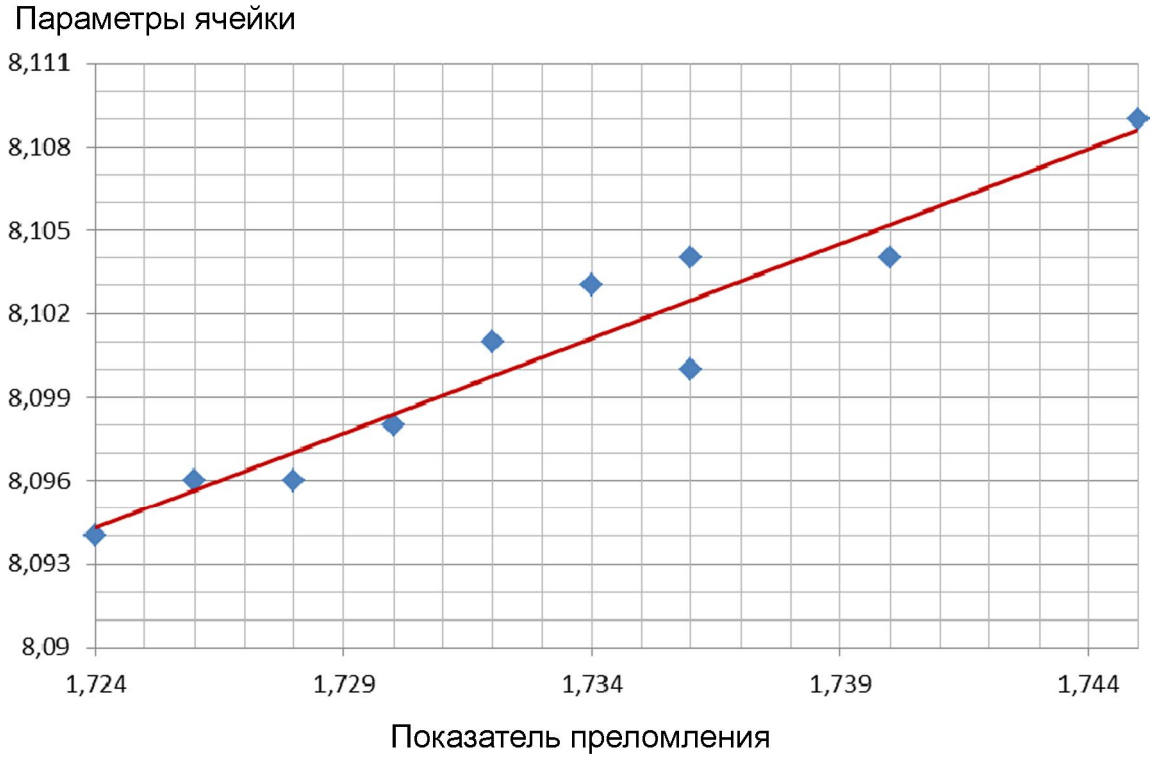


Рис. 4. Зависимость показателя преломления от параметров элементарной ячейки шпинели участка Алабашка.

Пока сложно говорить о перспективах благородной шпинели Урала для ювелирной промышленности. Важно, что она есть. Хотя в своей массе кристаллы слишком мелкие для огранки, но отдельные кристаллы имеют достаточно крупные размеры. Основной внутренний дефект – трещиноватость. Но этот дефект приобретенный и, в силу высокой хрупкости шпинели, обычен для нее. На знаменитом месторождении Кух-и-Лал трещиноватость шпинели то же большая проблема. Некоторые исследователи считают, что только мягкая «манассеитовая рубашка» сохраняет ювелирную шпинель [7]. Трудно представить себе такой вариант, изучая деформационные структуры в мраморах [2]: катаклаз, будинаж-структуры, реоморфические перемещения мраморов, рассланцевание и т.п. Мягкий пластичный материал, в данном случае «манассеитовая рубашка», в условиях стрессовых напряжений первым будет отжиматься в зону тектонического покоя и не может защитить шпинель от механического разрушения. В Кочкарском антиклинории шпинель формировалась на прогрессивном этапе, на раннем регрессивном этапе и продолжилась в пневматолито-гидротермальную стадию. Вот эта, самая поздняя по времени образования шпинель должна быть наименее трещиноватой, поскольку формировалась уже в условиях

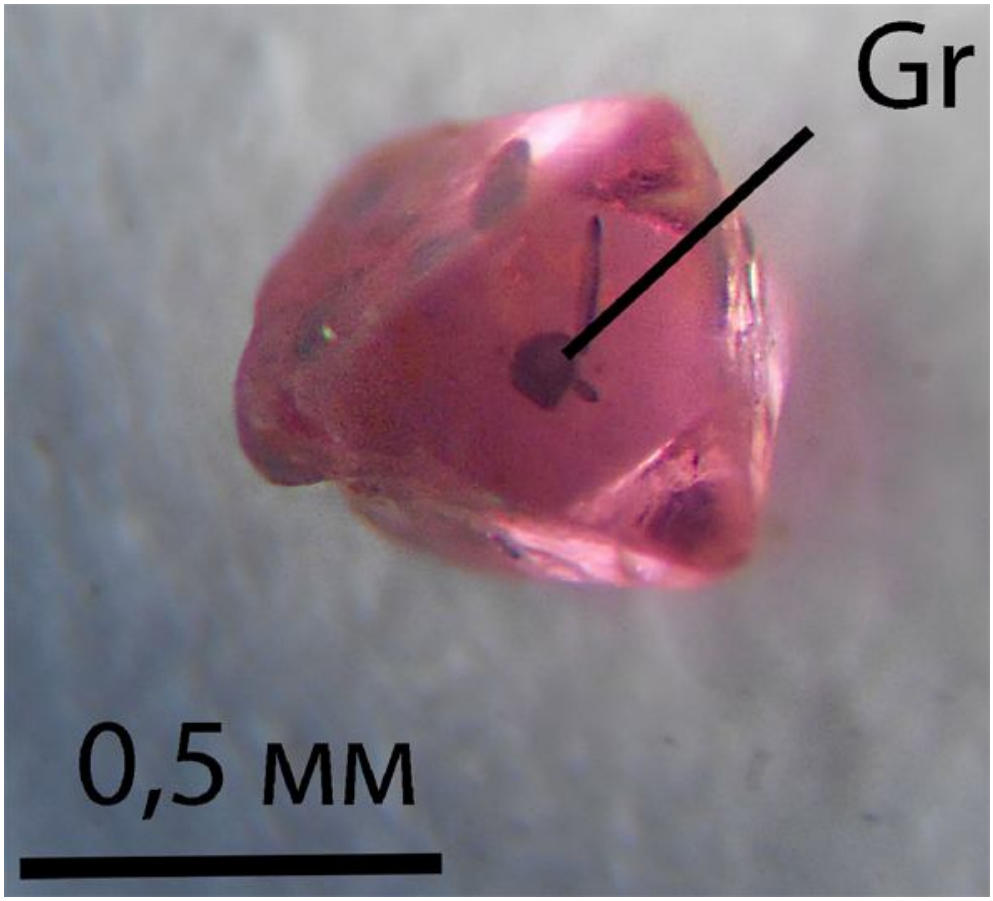


Рис. 5. Включения графита в розовой шпинели участка Алабашка. Фото А. Юшковой.

тектонического покоя. Причиной трещиноватости данной шпинели могут быть только не релаксированные внутренние напряжения.

Выводы

Шпинелевая минерализация рубиноносных мраморов Кочкарского и Мурзинско-Адуйского антиклинориев на Урале имеет значительные сходства и различия между собой. На Кучинском и Чуксинском участках выделено три типа шпинели, сформированных на прогрессивном этапе метаморфизма, раннем регрессивном этапе и завершившемся в пневматолито-гидротермальную стадию. Шпинель 1 типа характеризуется аномально высоким содержанием хрома и установлена пока только на Урале. Установлено, что показатель преломления красных шпинелей с участка Алабашка меняется в зависимости от содержания хрома и параметров элементарной ячейки. Изучение вопросов генезиса шпинели позволит уточнить и генезис рубиновой минерализации в мраморах.

Работа выполнена при финансовой поддержке УрО РАН (Проекты 12-И-5-2068, 12-П-5-2015 и ОФИ № 13-5-014-НДР).

Литература

1. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1974. 328 с. (1982. 279 с.)

2. Кисин А.Ю. Деформационные макроструктуры в карбонатных породах гранито-гнейсовых комплексов Урала // Литосфера. 2007. № 1. С. 90-108.

3. Кисин А.Ю. Закономерности размещения и прогноз месторождений полезных ископаемых на основе модели блоковой складчатости / Дисс-я на соиск. уч. ст. д. г.-м. н. ПГУ, г. Пермь, 2009. 356 с.

4. Кисин А.Ю. Коллекционные рубины участка «Алабашка» // Всеросс. науч. конф. «Уральская минералогическая школа – 2005». Сб. статей. Екатеринбург: Изд. ИГГ УрО РАН, 2005. С. 109-113.
5. Кисин А.Ю. Месторождения рубинов в мраморах (на примере Урала). Свердловск: Изд. УрО АН СССР, 1991. 130 с.
6. Кисин А.Ю. Роль метасоматических процессов в формировании рубиноносных мраморов // XVIV Всеросс. Науч. конф «Уральская минералогическая школа – 2013». Сборник статей. Екатеринбург: Изд. ИГГ УрО РАН, 2013. С. 62-66.
7. Колесникова Т.А. Благородная шпинель, клиногумит и манассеит месторождения Кухилал (Памир) / Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980. С. 181-199.
8. Петрова З.И., Левицкий В.И., Гормашева Г.С. Химические особенности шпинели формации магнезиальных скарнов. Зап. ВМО. Ч. CVIII. Вып. 4. 1979. С. 454-465.
9. Россовский Л.Н. Месторождения драгоценных камней Афганистана // Геология рудных месторождений. 1980. № 3. С. 74-88.
10. Сазонов В.Н. Хром в гидротермальном процессе (на примере Урала). Москва: «Наука», 1978. 288 с.
11. Ananyev S.A., Konovalenko S.I. Morphological and gemological features of gem-quality spinel from the Goron deposit, southwestern Pamirs, Tajikistan // The Journal of Gemmology. 2012. Vol. 33. № 1-4. P. 15-18.
12. Garnier V., Giuliani G., Ohnenstetter D., Fallick A.E., Dubessy J., Banks D., Hoang Quang Vinh, Lhomme T., Maluski H., Pecher A., Kausar Allah Bakhsh, Pham Van Long, Phan Trong Trinh, Schwarz D. Marble-hosted ruby deposits from Central and Southeast Asia: Towards a new genetic model // Ore Geology Reviews. 2008. Vol. 34. P. 169–191.
13. Jansen I.D.H., Feenstra A., Schuiling R.D.A. Spinel-forming Reaction in Aluminous Dolomitic Marbles of Naxos, Greece // Neuse Jb. Mineral. Monatsh. 1978. 4. P. 145-158.
14. Kissin A.J. Ruby and Sapphire from the Southern Ural Mountains, Russia // Gems and Gemology, 1994. Vol. 30. №. 4. P.. 243-252.
15. Okrusch M., Bunch T. E., Bank H. Paragenesis and Petrogenesis of Corundum-Bearing Marbels at Hunza (Kashmire) // Mineral. Deposita (Berlin). 1976. № 11. P. 278-297.
16. Thordarsson H. The Reaction Corundum+Dolomite-Spinel+Calcite // Geol. foren. Stockholm farhandl. 1981. Vol. 103. № 1. P. 127-128.

ЖАДЕИТОВЫЕ ПОРОДЫ БОРУССКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНЫЙ САЯН)

Клейменов В.В., Перфилова О.Ю.
Сибирский федеральный университет, г. Красноярск

Жадеит известен человеку с глубокой древности, но в течение многих столетий его не отличали от нефрита и некоторых других плотных тонкозернистых хорошо принимающих полировку тонкозернистых пород гидрогроссулярового, везувианого и т. д. состава, котрые объединялись общим названием «жад». Но жадеит гораздо тверже нефрита и поэтому может использоваться для изготовления не только украшений и камнерезных изделий, но долговечных орудий труда (топоры, ножи, скребки и т.д.). А ювелирный изумрудный полупрозрачный жад-империал по цене сопоставим с драгоценными камнями. Особенно ценятся жадеитовые породы в Китае. Очень высоко ценились жадеит и нефрит и индейцами в доколумбовой Америке.

Как известно, жадеит является и надежным геобарометром. Присутствие этого минерала свидетельствует об очень высоких давлениях в процессе минералообразования. До сих пор вызывают острые дискуссии условия образования пород, в которых жадеит тесно ассоциирует с альбитом, цеолитами и другими минералами низких давлений. А такие породы известны практически на всех месторождениях и проявлениях жадеититов. Существование таких минеральных ассоциаций нередко можно объяснить процессами частичного диафтореза. В мире известны десятки месторождений жадеита, но во многих из них жадеитовые породы слагают валуны и гальку в составе аллювиальных отложений, что не позволяет установить ни закономерности пространственного размещения, ни количественные соотношения различных типов жадеитсодержащих метасоматитов во время их возникновения. Поэтому очень важно детальное изучение месторождений и проявлений, в которых жадеититы находятся в коренном залегании. Это необходимо не только для выработки оптимальной безотходной технологии отработки этих месторождений, но и для уточнения условий генезиса жадеитовых пород и выявления закономерностей пространственной локализации и наиболее ценных яркоокрашенных разновидностей в пределах жадеитоносных зон и повышения эффективности поисковых работ и геологического прогноза.

Одним из крупнейших месторождений, в котором сосредоточено более 90% сортового жадеита России, является Борусское месторождение в северной части Западного Саяна. Это месторождение находится на границе Шушенского района Красноярского края и республики Хакасия. Месторождение было открыто М.И. Юдиным в 1959 году в нижнем течении р. Кантегир (сейчас это Кантегирский залив Саяно-Шушенского водохранилища). Впоследствии изучением месторождения занимались многочисленные исследователи (Н.Л. Добрецов, С.М. Глазунов, А.Н. Чурсин и др.). Скопления жадеититовых пород приурочены здесь к юго-западной части Борусского гипербазитового массива (протрузии), являющегося петротипом одноименного комплекса, в пределах Северо-Саянского офиолитового пояса, простирающегося в северо-восточном направлении более чем на 170 км при ширине от 2 до 15 км. Месторождение приурочено к зоне тектонического дробления субширотного простирания протяженностью около 25 км при ширине 0,5 км на контакте гранитоидов раннесилурийского интрузивного комплекса с протрузиями серпентинизированных гипербазитов борусского комплекса условно позднерифейского возраста. Тектоническая зона сложена блоками и глыбами раздробленных серпентинитов, между которыми находится глиноподобный материал с обломками измененных серпентинитов, будинами и линзами жадеититов, альбит-жадеитовых, альбитов, амфиболитов и другихметасоматитов разнообразного состава [1-3]. Глиноподобные апосерпентинитовые скопления

имеют вермикулито-тальковый, вермикулито-флогопитовый и хлорит-диопсид-амфиболовый состав. Вероятнее всего, они имеют гидротермально-тектоническое происхождение [3].

В пределах месторождения выделяется несколько участков: Кашкаретский, Орасугский, Иннокентьевский, Сохатиный, Медвежий и Казанашский, в пределах которых выявлены многочисленные тела жадеитовых, альбит-жадеитовых пород и альбититов. Жадеитсодержащие тела имеют изометричную или линзо- и плитообразпую форму и размеры от нескольких метров до 60 м по простиранию и мощность 0,5 - 8 м (в раздувах до 10 м, очень редко до 20 – 30 м), встречаются также мелкие глыбы до 3 м в поперечнике и многочисленные мелкие обломки. Иногда они образуют продуктивные залежи длиной до 100 - 700 м и шириной от 20 до 100 м. Наиболее перспективны Кашкаретский с прогнозными ресурсами — 8 т, Орасугский и Сохатиный с прогнозными ресурсами по кат. P_1+P_2 более 5 т; участки [1, 2]. Размеры наиболее обогащенных чешуй, блоков, линз 20 -60×10 - 50×2 - 10 м. Жадеитовые породы (жадеитового, альбит-жадеитового и жадеит-альбитового состава) слагают здесь будинообразные линзовидные и неправильной формы тела размерами до 10 – 20 м в поперечнике среди интенсивно рассланцованных антигоритовых серпентинитов и голубовато-зеленых апосерпентинитовых глин [1, 3]. На поверхности таких жадеититовых глыб и во вмещающих их серпентинитах наблюдаются многочисленныет фрагменты зеркал скольжения (рис. 1).



Рис. 1. Жадеититы Борусского месторождения: Будина жадеититовых среди вмещающих пород; б – добытая глыба жадеититов, на поверхности которой видны фрагменты «зеркал скольжения»; в – оторочки и гнезда ярко-зеленого ювелирного и ювелирно-поделочного жадеита.

Многие крупные будины отчетливо зональны. Центральная часть (ядро) большинства глыб сложена сравнительно однородным практически мономинеральным среднезернистым или крупнозернистым агрегатом жадеита светло-серого, зеленовато-серого или серо-зеленого цвета. Жадеит образует удлиненные призматические зерна со спайностью под прямым углом в поперечных сечениях. Размер зерен от 0,1 до 2,5 мм. Показатели преломления соответственно равны Nq=1,718, Np =1,706, cNg=35-38°. Центральная зона нередко окружена различной ширины оторочками темного серовато-зеленого, зеленого и изумрудно-зеленого цвета, сложенными агрегатом жадеита, хромжадеита, диопсид-жадеита и альбита, иногда - анальцима. В некоторых глыбах по периферии наблюдается оторочка зеленых крупнозернистых актинолитовых и вермикулитовых метасоматитов мощностью от нескольких сантиметров до первых метров. Вероятно, этакая зональность обусловлена тем, что многие жадеитовые тела подверглись интенсивному диафторезу и замещены низкотемпературными минералами - альбитом, натролитом, цеолитами [2, 3].

Таким образом, цвет и структурно-текстурные особенности жадеитовых и жадеитсодержащих пород Борусского месторождения крайне разнообразны. На месторождении

добывается тонкозернистый светлый зеленовато-серый и серовато-зеленый, пятнистый, с неравномерным распределением грязно-зеленого непрозрачного жадеита поделочный (сорт «утилити»), светло-серый, зеленовато- серый и серовато-зеленый с неравномерной пятнистостью в виде отдельных пятен, включений, прожилков ярко-зеленого, различных тонов непрозрачного жадеита ювелирно-поделочный (сорт «коммершиал») и в небольших количествах (преимущественно на участках Сохатиный и Орасугский) ярко-зеленый и изумрудно-зеленый полупрозрачный и просвечивающий на 5 – 10 мм ювелирный жадеит-империал классов А и Б (рис. 2).



Рис. 2. Пластины из ювелирного жада-империала Борусского месторождения (слева); просвечиваемость жада-империала (в центре и справа).

Общие запасы жадеита на Борусском месторождении составляют (по состоянию на 23.11.2011 г.) по категории C_1 6728,8 т, C_2 – 25610 т. Запасы сортового ювелирного жада-империала по категории C_1 оцениваются в 48,3 кг, ювелирно-поделочного – 15,9 т. Балансовые запасы ювелирно-поделочного (сортового) жадеита на 01.01.2003 г. составляют по кат. C_1 - 476 т и кат. C_2 - 204 т. Среднее содержание кондиционного жадеита — 51 кг/м^3 [1].

На участках Сохатиный и Орасугский полупрозрачный и просвечивающий (империал) и ювелирно-поделочный непрозрачный жадеит ярко-зеленого, темно-зеленого и яблочно-зеленого цвета наблюдается среди серовато-зеленых и зеленовато-серых более крупнозернистых жадеититовых пород в виде мелких пятен, различной формы и размеров формы гнездовидных скоплений, оторочек и прожилков (рис. 1, 2). Структура таких участков скрытокристаллическая или тонкозернистая, иногда радиально-лучистая или сноповидная. Иногда такие интенсивно окрашенные участки достигают 10 – 30 см в поперечнике. Сложены такие участки по данным различных исследователей диопсид-жадеитом с содержанием Cr_2O_3, хлормеланитом и омфацитом [2]. Ювелирный жад-империал окрашен в различные оттенки изумрудно-зеленого или ярко-зеленого цвета. Просвечивает на глубину до 5 – 10 мм (рис. 2). По составу отвечает диопсид-жадеиту (содержит от 5 до 20% диопсидового минала, иногда - до 5 – 10% эгиринового минала). Содержание Cr_2O_3 варьирует от 0, 19 до до 0,42% [1 - 3]. Микоструктура нематобластовая или гранонематобластовая. Даже в шлифах выделения хром-диопсида сохраняют ярко-зеленый цвет и обнаруживают отчетливый плехроизм от желтовато-зеленого до ярко-зеленого, а в остальных разновидностях они бесцветны, даже если в штуфе порода ярко окрашена. Практически всегда содержит тонкую неравномерную точечную вкрапленность хромшпинелидов (рис. 2).

Многочисленные мелкие точечные включения хромшпинелидов (до 1 мм в поперечнике) иногда наблюдаются и в светлоокрашенных серовато-зеленых жадеитовых породах сорта «утилити». Вокруг таких включений наблюдается изменение окраски жадеита на ярко-зеленую или темно-зеленую. Причем интенсивность окраски быстро убывает по мере удаления от таких включений (рис. 3). При петрографическом изучении шлифов установлено, что вокруг включений хромшпинелидов происходит перекристаллизация жа-

деита с образованием радиально-лучистых или сноповидных агрегатов более крупных, чем в основной массе породы (до мм длиной) кристаллов, по оптическим свойствам соответствующих хром-жадеиту. Окраска таких кристаллов ярко-зеленая в проходящем свете (интенсивность постепенно убывает по мере удаления от включений хромшпинелида). Наблюдается отчетливый плеохроизм от желтовато-зеленого до яркого зеленого. Вероятно, в процессе перекристаллизации происходит обогащение жадеита хромом за счет хромшпанеледов в результате диффузии.

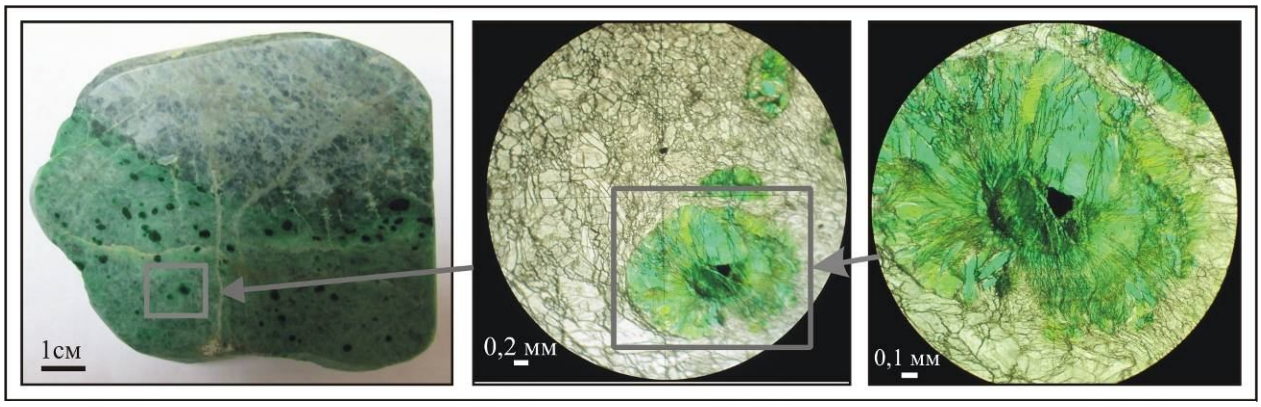


Рис. 3. Точечная вкрапленность хромшпинелидов в жадеитовой породе с ореолами ярко-зеленого хромжадеита вокруг включений. Слева – приполированный штуф, в центре и справа – вид в шлифе (без анализатора).

Судя по характеру пространственной локализации участков яркоокрашенного ювелирного и ювелирно-поделочного жадеита на различных участках Борусского месторождения, а также на основании изучения взаимоотношений различных минералов в составе жадеитсодержащих пород можно предположить, что образование участков, сложенных наиболее ценными разновидностями, обогащенными хромом, имеет наложенный характер. Наиболее декоративные разновидности, вероятно, возникли в результате неравномерных метасоматических преобразований более ранних светлоокрашенных жадеититов.

Благодаря высоким декоративным свойствам, большой твердости, способности принимать зеркальную полировку, жадеит Борусского месторождения широко используется в ювелирном производстве. Добываемый жадеит отличается высокой твердостью и прочностью, принимает зеркальную полировку. Ювелирно-поделочный и ювелирный жадеит отличаются красивым рисунком и окраской, используются для изготовления вставок в ювелирные украшения и мелких камнерезных изделий. Поделочный жадеит сорта «утилити» и несортовой жадеит используются в основном как поделочный материал. В последнее время такие жадеитовые породы стали популярны и, благодаря высокой теплоемкости, используются для внутренней отделки саун и бань, а также - в литотерапии (горячий массаж) и в качестве наполнителя лечебных поясов и накладок на различные части тела для лечения воспалительных заболеваний позвоночника, суставов и внутренних органов. Очень декоративна мелкая крошка жадеита, используемая в качестве субстрата для растений в аквариумах.

Литература

1. *Беззубцев В.В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Алтае-Саянская серия. Лист N-46 (Абакан). Объяснительная записка / В.В. Беззубцев, М.Л. Махлаев, В.Т. Кириченко, О.Ю. Перфилова и др. – СПб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2008. – 396 с.
2. *Задисенский Ю.А.* Камнесамоцветное сырье Красноярского края. Часть 2 / Ю.А. Задисенский, С.А. Ананьев//Природные ресурсы Красноярского края. № 17, 2013. С. 46-49

3. *Сидорас С.Д.* Обобщение материалов по облицовочным и цветным камням Красноярского края. ФГУ ГП «Красноярскгеолсъемка». Красноярск, 1995.

РАЗРАБОТКА БИЗНЕС-ПЛАНА ПО ДОБЫЧЕ КИАНИТОВОГО КОНЦЕНТРАТА НА ООО «МИНГРУПСИЛ» ТЕХНОГЕННОЙ РОССЫПИ АНДРЕЕ-ЮРЬЕВСКОГО УЧАСТКА (ПЛАСТОВСКИЙ РАЙОН, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Коротеев Г.Д.
Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург.

Цель исследования: потребность в разработке новой редакции бизнес-плана взамен существующей на предприятии редакции 2007 года (Г.Г. Лепезин, 2007) продиктовано тем обстоятельством, что в последние годы требования к созданию документов, регламентирующих работу промышленных предприятий, существенно изменились.

Основная производственная цель деятельности горнодобывающего предприятия ООО «Мингрупсил» – это получение кианитового концентрата, соответствующего по своим параметрам сортам:

КДСЗ–0 ТУ 48–4–307–74; (фракций – 5 мм и ниже);

КДСЗ–1 ТУ 48–4–307–74; 1 сорт (Al_2O_3 – не менее 54,0%,);

КДСЗ–2 ТУ 48–4–307–74; 2 сорт (Al_2O_3 – не менее 48,0%.).

Предполагается получение еще двух попутных товарных продуктов: рутиловые и золотосодержащие концентраты (согласно разработанной технологической схеме обогащения техногенных песков с целью получения кианитовых концентратов).

Рутиловый концентрат (зернистый материал естественной крупности соответствующего ТУ 1715 – 002 – 79932362 – 2007) предназначен для металлургического производства, производства сварочных электродов и добычи титана. Марки производимого концентрата: КРТ – 1, КРТ – 2. Попутно из хвостов (отработки) можно получать кварцевый песок и слюду.

Основными потребителями кианитовых концентратов являются огнеупорные предприятия. Рынок сбыта здесь ненасыщенный, а требования к сырью относительно низкие. На ранних стадиях становления производства предпочтение при сбыте продукции будет отдано огнеупорным предприятиям. Далее, с увеличением объемов добычи сырья и улучшением его качества, можно перейти к более детальному изучению других рынков сбыта.

На стадии становления предприятия ООО «Мингрупсил» (один-два года) в его управлении будут задействованы на договорных условиях специально приглашенные специалисты.

Режим работы на раннем этапе – сезонный. При переходе на круглогодичную работу производства возможно применение вахтового метода.

Управленческий аппарат предприятия будет располагаться в г. Пласт, линейный аппарат управления – непосредственно на месте производства работ, сообщение между ними будет осуществляться с помощью автотранспорта, телефонной связи и радиосвязи.

Источником финансирования проекта является капитал предоставляемый инвестором. Взамен инвестор становится одним из собственников предприятия с долей равной 40%.

Основными сферами использования получаемой продукции являются огнеупорная, титановая, стекольная промышленность, а также любая другая промышленность, использующая в качестве сырья слюду. [4]

Огнеупорная промышленность: производство огнеупоров, керамики, фарфора, нескользкого кафеля для пола, фрикционного материала тормозных колодок, стержней сварочных аппаратов, химической и медицинской посуды, высоковольтных изоляторов, свечей зажигания, пирометрических трубок и др.

На заводах США, Западной Европы и Японии высокоглиноземистые огнеупоры используются в конверторном, электродуговом производствах и на линиях непрерывной разливки стали. Из них готовят шиберные затворы разливочных ковшей (на таком обору-

довании в Японии производится 50% непрерывно литых заготовок), футеруются сами ковши, погруженные стаканы. Обожженный кианитовый концентрат является превосходным сырьем для получения неформованных масс.

Особое место занимает пористая высокоогнеупорная керамика (легковесы): разнообразные теплоизоляторы, которыми футеруются топки котлов на танкерах, воздуховоды горячего дутья в доменных печах, промежуточный слой стекловаренных печей, установки внепечного вакуумирования стали. Композиционные материалы с использованием высокоглиноземистых соединений находят применение и в системе тепловой защиты воздушно-космических кораблей.

Титановая промышленность: рутиловый концентрат предназначен для металлургического производства, производства сварочных электродов. Концентрат производится двух марок: КРТ – 1, КРТ – 2. Также рутил является источником титана.

Стекольная промышленность: отвальные хвосты от обогащения содержат в больших количествах кварц. Из них можно получать кварцевый песок марки ТУ 14–8–223–87 для стекольной промышленности и песок строительный ТУ 14–8–223–77. Не исключен вариант выделения и кварца более высокой чистоты. Менее качественные продукты, согласно ГОСТ 8736–85, могут использоваться в качестве наполнителей для строительных растворов, а согласно ГОСТ 22551–77, и в производстве бутылочного стекла.

Слюда (области применения слюды): огнеупорные строительные материалы, теплоизоляция в паровых котлах, производство обоев, бумаги, автопокрышек, разного рода композиты, лаки и краски, гипсокартонные плиты, абсорбент во взрывчатых веществах, сварочные электроды, кабели, формовочные смеси для литейного производства, эмали для покрытия труб, текстурные краски, лакокрасочные материалы, пластмассы, резинотехнические изделия, бумага, косметика и др.

Так же в перспективе сферой использования получаемой продукции возможно будет производство алюминия и силумина.

Производство алюминия и силумина: получение более качественного алюминия и силумина по сравнению с бокситовыми глиноземами.

Силумин (сплав кремния с алюминием) находит применение при изготовлении броневой защиты боевой техники (например, БМП «Мардер» в ФРГ имеет литой силуминовый корпус), при литье арматуры мощных авиационных двигателей, двигателей внутреннего сгорания, корпусов карбюраторов, головок цилиндров, оболочек тепловыделяющих элементов атомных станций (США, Норвегия, Канада, Англия).

Более половины литейных цветных сплавов, используемых в авиационной технике и транспортном машиностроении, получают из силумина.

Уникальным продукт, производимый ООО «Мингрупсил», делают следующие характеристики:

– Минералы группы силлиманита (в частности кианитовый концентрат) для нашей страны являются стратегическим видом сырья. В них будущее Российского алюминия. Разведанные запасы руд, содержащих МГС в пересчете на конечный продукт-алюминий, превышают 400 млн. тонн. Если его производить по 3.5 млн. тонн в год, как это делается сейчас, то их хватит более чем на 100 лет. Для сравнения отметим, что суммарные разведанные запасы того же типа руд западных стран составляют около 450 млн. тонн. Реализация программы позволит ликвидировать дефицит глинозема и сделать алюминиевое производство России независимым от импорта.

– В России концентраты МГС не получают, хотя потребности в них только в огнеупорной отрасли измеряются сотнями тысяч тонн в год, а разведанные запасы руд превышают 4 млрд. тонн.

– Характеризуются высокой температурой плавления (с огнеупорностью 1750–1850, 1800–1900 и 1850–1950^{o}C), не размягчаются при нагревании, кислотоустойчивые, обладают хорошими огнеупорными свойствами (в отличии от товаров-субститутов).

Недостатками продукции, производимой ООО «Мингрупсил» является, во-первых, то, что организация производства требует достаточно серьезных единовременных капитальных вложений. Во-вторых, то, что количество потребителей ограничено, в связи со специфичностью процесса переработки добываемого сырья, но это касается только алюминиевой промышленности.

В бизнес-плане рассматриваются различные способы распространения продукта. В частности два варианта сотрудничества по условиям доставки:

– Отгрузка товарной продукции непосредственно на складе.
– Доставка товарной продукции до потребителя.

Немаловажную роль при этом играет наличие развитой инфраструктуры и дорожных развязок района.

Рассматриваются различные варианты сотрудничества по условиям оплаты продукции. Как по предоплате, так и по факту отгрузки продукции.

Важной составляющей бизнес-плана является конкурентоспособность предприятия.

Основным конкурентом на рынке кианита для ООО «Мингрупсил» является украинские производители и импортеры, в частности Верхнеднепровский ГОК, расположенный в г. Вольногорск.

На нем добывается примерно 25-30 тыс. тонн концентратов в год, что вряд ли удовлетворит спрос даже на внутреннем рынке Украины.

Рынки, на которых ООО «Мингрупсил» может конкурировать [1]:

– Внутренний рынок,
– Региональный рынок (Рынок СНГ),
– Мировой рынок.

Наиболее эффективным сегментом рынка для реализации продукции предприятия на данном этапе является внутренний рынок. Это связано с минимизацией основных издержек на реализацию продукции, а также с острым дефицитом данного вида сырья на российском внутреннем рынке.

В России в настоящее время производства кианитовых концентратов не существует. Весь кианитовый концентрат, поставляемый на отечественные огнеупорные заводы, является импортным.

В потреблении отечественных кианитовых концентратов проявили интерес:

Богдановичское ОАО «Огнеупоры»- для производства огнеупоров. Потребность для проведения опытно-промышленных испытаний кианитового концентрата составляет 1000 тонн в год, после положительных испытаний потребность может возрасти до 10-15 тыс. тонн в год.

ООО «Экологически чистые технологии в промышленность» г. Екатеринбург - для производства пропантов. Потребность для проведения опытно-промышленных испытаний кианитового концентрата составляет 4000 тонн в год, после положительных испытаний потребность может возрасти до 40 тыс. тонн в год. Подтверждающие справки о потребности в кианитовом концентрате в приложении к бизнес-плану. Потребности для проведения опытно-промышленных испытаний кианитового концентрата с лихвой покрывают потребности в реализации концентрата.

Охват рынка ООО «Мингрупсил» является массовым для всех сегментов.

Оценка конкурентных составляющих, согласно комплекса маркетинга 4Р, являются:

Товар (Product): В России рынок кианитового концентрата связан, прежде всего, с огнеупорными производствами и базируется на импортном сырье. Предприятий по добыче кианита нет. Ближайшим производителем КСК является Украина, получает порядка 25–30 тыс. тонн концентратов в год, и этих объемов вряд ли хватает для удовлетворения собственных потребностей Украины. Именно этот факт лежит в основе того, что кианитовые концентраты являются для инициаторов проекта основным полезным компонентом.

Цена (Price): Цена, установленная на 1 т. кианитового концентрата, является конкурентоспособной.

Продвижение (Promotion): К настоящему времени имеются химические анализы кианитов и концентратов, определены их огнеупорные характеристики и приготовленных из них изделий. Полученные параметры соответствуют самым высоким требованиям, предъявляемым к подобного рода продукции. Кианиты, концентраты и огнеупоры демонстрировались на Нижне-Тагильском, Челябинском, Магнитогорском, Кузнецком, Западно-Сибирском металлургических комбинатах, а также на Богдановичском, Сухоложском и Первоуральском огнеупорных заводах. Со стороны специалистов получены благожелательные отзывы. На тему о минералах группы силлиманита опубликован ряд статей в ведущих журналах России и монографий в серии «Развитие минерально-сырьевой базы России».

Проблемы с доступностью товаров для потребителя на внутреннем рынке нет. Основной вид продукции (кианитовый концентрат), добываемый на предприятии ООО «Мингрупсил» заинтересовал потребителя, находящегося в относительной близости от данного предприятия, а также принимая во внимание преобладание спроса над предложением, наличием развитой инфраструктуры региона, можно предположить, что проблемы с поставками не будут иметь место.

Бизнес-планом проведена оценка экономической эффективности реализации инвестиционного проекта по добыче кианитового концентрата на ООО «Мингрупсил» [2, 3, 5], где в том числе предусмотрены:

1. Планируемые затраты по проекту на 1 год.

2. План производства продаж по выпускаемой продукции:

Объем производства на предприятии, принимаем равным объему продаж исходя из отсутствия проблем с реализацией выпускаемой продукции на рынке. Это касается как основной (кианитовый концентрат), так и сопутствующей производимой продукции (золото, рутиловый концентрат).

3. Расчет налогов относимых на себестоимость конечной продукции.

Финансовый план прибылей и убытков показывает положительный размер чистой прибыли нарастающим итогом на всех этапах осуществления данного варианта инвестиционного проекта. Это доказывает, что на всех этапах предприятие будет располагать достаточным объемом денежных средств.

Таким образом, данный вариант инвестиционной политики ООО «Мингрупсил» является финансово реализуемым.

В связи с тем, что срок окупаемости составляет меньше 1 года, дисконтирование денежных средств не осуществляем, так как обесценивание вложенных инвестиций за этот период незначительно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Бизнес-планирование на предприятии – это упорядоченная совокупность стадий и действий, связанных с ситуационным анализом среды, окружающей предприятие, постановкой целей бизнес-планирования, осуществлением планирования (разработкой бизнес-плана), продвижением бизнес-плана на рынок интеллектуальной собственности, реализацией бизнес-плана, контролем за его выполнением. Разработка бизнес-плана производится последовательно, путем поэтапного приближения к конечному результату.

В современных условиях правильное бизнес-планирование на предприятии имеет большое значение не только для самого предприятия, его акционеров, но и для возможных инвесторов. В настоящее время планирование является важнейшей частью бизнеса.

Рынок предъявляет намного более высокие требования к качеству планирования, нежели прежняя система директивного планирования, поскольку при рыночных отношениях за все неблагоприятные последствия хозяйственной деятельности, в том числе и за просчеты в планировании, ответственность несет непосредственно предприятие. В случае неспособности учитывать неблагоприятно складывающуюся рыночную конъюнктуру оно

оказывается неплатежеспособным и подлежит ликвидации со всеми вытекающими отсюда последствиями. Поэтому оценке экономической эффективности и финансовой реализации бизнес-плана на предприятии должно уделяться самое пристальное внимание.

ООО «Мингрупсил», занимающееся добычей и продажей кианитового концентрата, а также сопутствующей продукции, относится к развивающемуся предприятию, планирующему в ближайшем будущем зайти на рынок огнеупорной и алюминиевой продукции, а после отработки пилотного проекта увеличение своих мощностей, и, вполне возможно, расширение географического сегмента рынка сбыта продукции.

При оценке экономической эффективности и финансовой реализации бизнес-плана промышленного предприятия было выявлено, что план прибылей и убытков на предприятии ООО «Мингрупсил» показывает положительный размер чистой прибыли нарастающим итогом на всех этапах осуществления данного варианта инвестиционного проекта. Это свидетельствует, что на всех этапах данного проекта предприятие будет располагать достаточным объемом денежных средств для платёжеспособности по своим обязательствам.

В качестве повышения конкурентоспособности предприятия было предложено принять активное участие в выставочной деятельности, а также в качестве повышения прибыльности предприятия реализовать пилотный проект по производству полуфабрикатов используемых на алюминиевых и огнеупорных заводах.

Результат введения предложенных мероприятий – это расширение рынка сбыта, привлечение новых клиентов, повышение квалификации персонала и увеличение количества занятого населения г. Пласт, увеличение занимаемой доли рынка. В настоящее время спрос на поставляемую продукцию ООО «Мингрупсил» достаточно высок. Это подкреплено письмами о намерении от многих заводов производящих огнеупорные материалы. Исходя из вышеизложенного, необходимо уделить особое внимание скорейшему выходу на рынки сбыта продукции, выпускаемой данным предприятием, а также развитию и совершенствованию методики добычи сырья.

В основу доклада положены материалы дипломной работы, выполненной в 2014 году в Уральском государственном экономическом университете под руководством доцента кафедры «Экономика предприятий», к.э.н. С.В. Ореховой. С использованием материалов полученных в ООО «Мингрупсил» во время прохождения производственной и преддипломной практики на данном предприятии в 2013-2014 годах (генеральный директор – горный инженер Д.В. Коротеев, канд. г.-м.н., гл. инженер предприятия А.Н. Савичев, доктор г.-м.н., профессор Г.Г. Лепезин, научный руководитель пилотного проекта «Кианит Урала» академик РАН В.А. Коротеев).

Автор приносит глубокую благодарность всем выше названным учителям и исследователям.

Литература

1. *Бабич Т.Н. и др.* Прогнозирование и планирование в условиях рынка: [Текстовый ресурс] учеб. пособие. – М.: Инфра-М, 2012.
2. *Бронникова Т.С.* Разработка бизнес-плана проекта. – М.: Инфра-М, 2012.
3. *Горемыкин В.А.* Бизнес-план. Методика разработки. 45 реальных образцов бизнес-планов [Текстовый ресурс]. – М.: Инфра-М, 2011.
4. Коротеев В.А., Огородников В.Н. и др. Небокситовое алюминиевое сырье России. Научное издание. Институт геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург: УрО РАН, 2011.
5. *Маниловский Р.Г., Юлкина Л.С., Колесникова Н.А* Бизнес-план: метод. материалы [Текстовый ресурс]. – М.: Инфра-М., 2008.

РАЗРАБОТКА ОРГАНИЗАЦИОННОЙ СТРУКТУРЫ И ОСНОВНЫХ БИЗНЕС ПРОЦЕССОВ НА ПРИМЕРЕ ПРЕДПРИЯТИЯ ГПК ООО «МИНГРУПСИЛ»

Коротеев Н.Д.
Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

Производственная структура предприятия представляет собой внутреннее строение предприятия, т.е. совокупность составляющих его взаимосвязанных подразделений (цехов, участков, отделений, служб, хозяйств, рабочих мест) и коммуникаций.

Производственная структура предприятия отражает разделение труда между отдельными подразделениями, т.е. внутризаводскую специализацию и кооперирование производства. На практике выделяют три уровня элементов производственной структуры предприятия:

- цехи, хозяйства, службы;
- участки, отделения, пролеты;
- рабочие места.

В производственную структуру предприятия включаются подразделения только производственного назначения. В нее не входят общезаводские хозяйства и учреждения по обслуживанию работающих, а также службы управления и охраны и т.д. [1].

Главными составными частями организационной структуры является производственная структура предприятия, моделирование основных бизнес процессов на предприятии, анализ экономической результативности организационного плана бизнес процессов.

Целью сообщения является освещение вопроса производственной структуры предприятия.

Андрее-Юльевский участок остаточных техногенных россыпей находится на территории Пластовского муниципального района Челябинской области. Имеется лицензия на право пользования недрами с целью геологического изучения, разведки и добычи кианита (огнеупорный материал) и попутных полезных ископаемых золота сроком на 27 лет. Андрее-Юльевский участок техногенных россыпей расположен в 18 км юго-западнее города Пласт и в 6 км юго-восточнее поселка Борисовка.

В связи с чёткими геологическими границами техногенных песков технологией горных работ предусмотрена их сплошная выемка.

При сплошном способе добычи техногенных песков потери при добыче основного компонента – кианита приближены к 0. Разрабатывая организационную структуру компании, мы должны понимать, какие стратегические задачи стоят перед компанией, при организации добычи полезных ископаемых. А так же необходимо учитывать характер инфраструктуры участка.

Продолжительность сезона для различных видов работ, принимается из графика годового распределения среднемесячных температур наружного воздуха по району:

продолжительность добычных работ - 198 суток с 15 апреля по 31 октября;

продолжительность обогатительных работ, связанных с промывкой песков, - 198 суток с 15 апреля по 31 октября.

Обеспечение данной производительности предприятия по добыче и обогащению техногенных песков тесно связано с режимом организации работ на карьере и увязано с производительностью опытной обогатительной фабрики - ООФ: сезонный с вахтовыми условиями труда, непрерывной рабочей неделей в две смены продолжительностью по 12 часов.

Штатное расписание составляется на основе потребности в оборудовании на конкретном участке и графика работы персонала.

На данном участке, на стадии пилотного проекта будет работать только одна поточная линия. Для такого типа производства лучше всего подходит линейная структура управления.

Исходя из того что на предприятии будет задействовано всего 74 человека, включая управленческий аппарат, можно сделать вывод что для оптимального управления данным предприятием на стадии пилотного проекта нужно построить линейную структуру соподчинения. (Рис. 1).

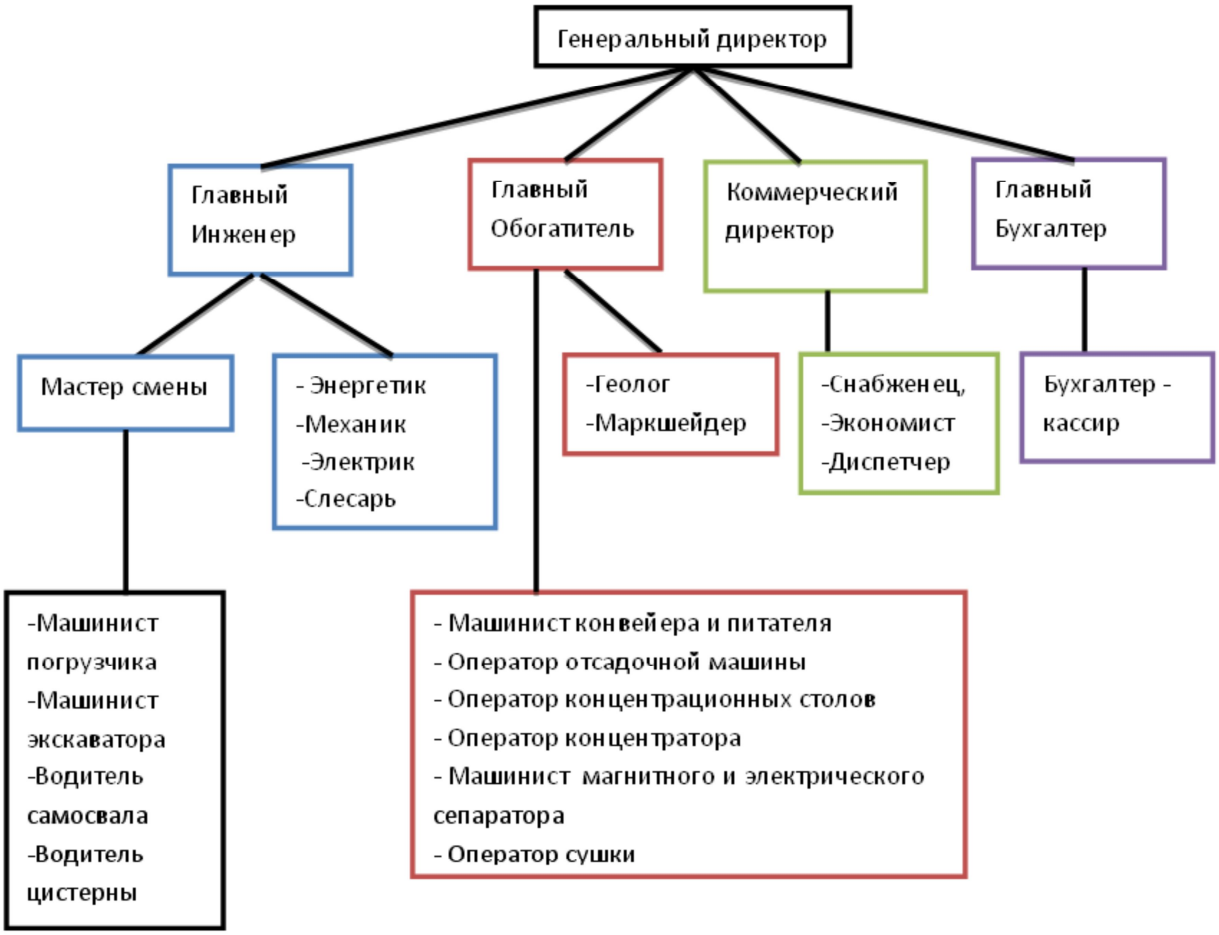


Рисунок 1. Линейная структура управления предприятием.

Для линейной структуры управления характерна вертикаль: высший руководитель – линейный руководитель (подразделения) – исполнители. Имеются только вертикальные связи. В простых организациях отдельные функциональные подразделения отсутствуют. Эта структура строится без выделения функций.

В данной схеме целесообразно применять функциональную модель, т.е. каждая структурная единица блока выполняет схожие или функции одного уровня.

Из преимуществ данной структуры можно выделить простоту, конкретность заданий и исполнителей. То есть имеется четкое соподчинение между функциональными единицами предприятия.

Как и любая структура, она имеет свои недостатки, такие как высокие требования к квалификации руководителей и высокая загрузка руководителя. Линейная структура применяется и эффективна на небольших предприятиях с несложной технологией и минимальной специализацией.

На территории Андрее-Юльевской группы кианитосодержащих техногенных образований широко развита сеть бывших технологических дорог, различного назначения дамбы, внутренние водоёмы и т.п. элементы замкнутого водно-хвостового хозяйства, которые будут использоваться с целью уменьшения капитальных затрат на строительство горно-обогатительного комплекса.

Горно-обогатительный комплекс включает в себя два основных элемента:

- опытную обогатительную фабрику (ООФ) с оборотным водоснабжением и хвостовым хозяйством каскадного типа;
- участки по добыче техногенных песков соединённые с ООФ технологическими дорогами.

Для размещения этих объектов и коммуникаций на данном участке потребуется отчуждение земель лесного фонда в размере 115,3 га.

Опытная обогатительная установка расположена у источников водоснабжения, с тем, чтобы избежать подъёма на значительную высоту большого количества воды.

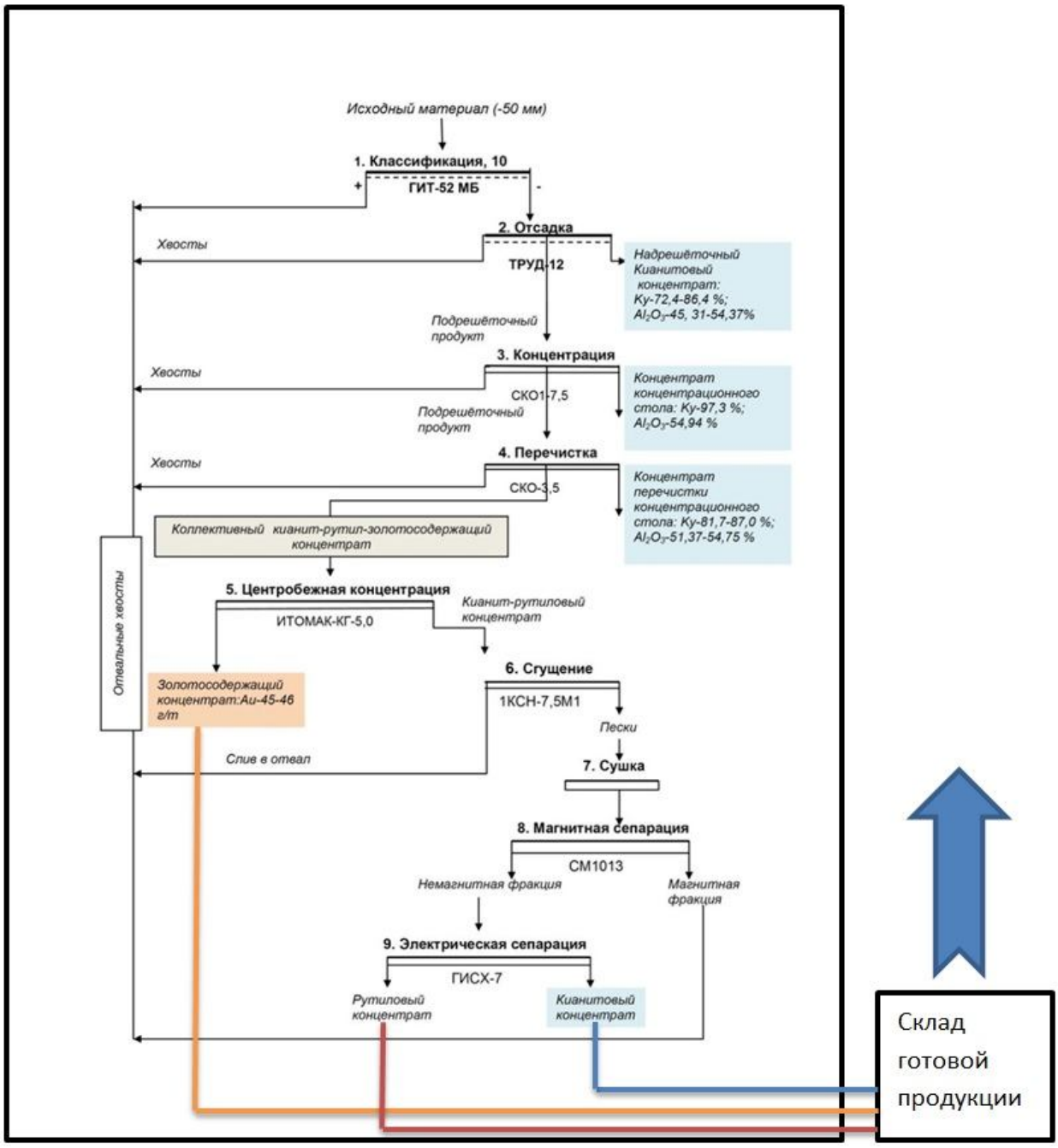


Рисунок 2. Схема производственного обогащения [2]. Схема производственного обогащения предусматривает использование отечественного оборудования заводов «Кристалл», «Итомак» (г. Новосибирск) и предприятия НПК «МЕХАНОБР Техника» (г. Санкт-Петербург).

Существующие дороги являются двухполосными и соединяют между собой все добычные участки. Временные технологические дороги со сроком службы до одного года

устраиваются без покрытий. Хозяйственно-питьевое водоснабжение карьера предусматривается осуществлять за счёт привозной воды из п. Борисовка. Техническое водоснабжение за счёт р. Каменка.

Средние и капитальные ремонты осуществляются на специализированных предприятиях. На промышленной площадке ООФ размещается комплекс мобильных зданий временного проживания.

Основная производственная цель деятельности горнодобывающего предприятия ООО «Мингрупсил» - это получение кианитового концентрата, соответствующего по своим параметрам сортам:

- КДСЗ-0 ТУ 48-4-307-74; (фракций –5 мм и ниже.);
- КДСЗ-1 ТУ 48-4-307-74; 1 сорт (Al_2O_3 – не менее 54,0%,);
- КДСЗ-2 ТУ 48-4-307-74; 2 сорт (Al_2O_3 – не менее 48,0%.).

Предполагается получение еще двух попутных товарных продуктов: рутиловые и золотосодержащие концентраты (согласно разработанной технологической схеме обогащения техногенных песков с целью получения кианитовых концентратов) (Рис 2). Разработанная технологическая схема носит предварительный характер и требует испытания в опытно-промышленных условиях.

Горно-технические условия эксплуатации месторождения позволяют вести открытую добычу экскаваторным транспортным способом со стационарными промывными установками. Разобщённость участков добычи, их небольшие запасы, неглубокое залегание и отсутствие вблизи надёжных источников воды делают стационарный способ наиболее рациональным с точки зрения извлечения кианита и попутных компонентов – рутила и золота.

Конвейерная линия находится на улице, концентрат передается от процесса к процессу по ленточному конвейеру, затем транспортируется на склад на погрузчике.

Для организации промывки песков налажена система технологического водоснабжения внешнего типа с площадкой хвостового хозяйства (производственных отходов), расположенной рядом с производством.

Исследование выполнено в порядке подготовки дипломной работы ФГБОУ ВПО Уральский государственный экономический университет, кафедра «Экономики предприятий» по теме: Разработка и внедрение основных бизнес процессов для предприятия горнодобывающего комплекса (на примере ООО «Мингрупсил»), под руководством доцента, к.э.н. Ореховой С. В. с использованием материалов, полученных в ООО «Мингрупсил» во время прохождения производственной и преддипломной практики на данном предприятии в 2013-2014 годах (генеральный директор – горный инженер Д.В. Коротеев, канд. г.-м.н., гл. инженер предприятия А.Н. Савичев, доктор г.-м.н., профессор Г.Г. Лепезин, научный руководитель пилотного проекта «Кианит Урала» академик РАН В.А. Коротеев).

Автор приносит глубокую благодарность всем выше названным учителям и исследователям.

Литература

1. *Абдикеев Н.М., Киселев А.Д.* Управление корпорации и реинжиниринг — М.: ИНФРА-М, 2011.— 382 с.

2. *Огородников В.Н, Коротеев В.А. и др.* Морфогенетические типы и технологии обогащения кианитовых руд – г. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 310 с.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОКИСЛЕННЫХ РУД БЫНЬГОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Крестьянинов Е.А.
Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург

Минералогические исследования играют важную роль при изучении технологических свойств руд. Так, на основе минералогической оценки руды может быть оптимизирована схема её переработки, что увеличивает извлечение полезного компонента. В частности, при изучении золотоносных руд обращают внимание на гранулометрию золота, ассоциирующие с ним минералы, пленки и оболочки на зернах золота, наличие химических депрессоров (минералов-поглотителей кислорода и цианидов), природных сорбентов, наличие труднорастворимых минералов золота (например, теллуридов) и т.д. [4].

При изучении окисленных руд значительное внимание уделяется глинистым минералам, так как они способны существенно осложнить технологию переработки. Присутствующие в руде глинистые минералы затрудняют дробление, сгущение, фильтрацию [1], а в процессе цианирования руд ведут себя как сорбенты, адсорбируя комплексные анионы золота $Au(CN)_2^-$ и серебра $Ag(CN)_2^-$.

Нами изучен валовый минеральный состав усредненных проб окисленных и полуокисленных руд Быньговского месторождения золота, особое внимание уделено изучению глинистой составляющей руд.

Быньговское месторождение золота расположено в 7 км к северо-востоку от г. Невьянска. За время эксплуатации в период 1952-1996 гг. вскрыто двумя стволами шахты до глубины 550 м, геология месторождения достаточно хорошо изучена [2, 3]. Месторождение относится к золото-сульфидно-кварцевой формации. Локализовано оно среди эффузивных, эффузивно-осадочных и пирокластических пород, прорванных жильными и интрузивными образованиями. В пределах месторождения вскрыт почти полный разрез толщи, который подразделен на две подтолщи: нижнюю и верхнюю. Нижняя подтолща сложена слоистыми тонкообломочными туфами андезито-базальтового состава, верхняя представлена плагиоклазовыми порфиритами, реже пироксен-плагиоклазовыми и их туфами. Толща прорвана дайковидным телом плагиогранитов, вскрытым на глубине 350 м и прослеженным до горизонта 550 м. С внедрением интрузии связывают заложение системы трещин, которые являлись путями следования и разгрузки гидротермальных растворов, сформировавших сульфидно-кварцевые жилы с окружающими их метасоматитами лиственит-березитовой формации [3]. Минералогия коренных пород и руд детально изучена и описана [2], однако руды коры выветривания практически не изучались.

Исследование вызвано необходимостью дать технологическую оценку золотоносным окисленным рудам Быньговского месторождения, подготавливаемого к разработке артелью старателей «Нейва».

Морфология коры выветривания достаточно сложная. По данным разведочных работ выделяются как выдержанные площадные, так и линейные участки глубиной до 50-60 м (рис 1). Из рисунка видно, что мощность коры выветривания выше по метасоматическим породам по отношению к вулканогенно-осадочным, а линейные коры развиваются не по тектоническим нарушениям, а по зонам развития кварцевых жил и метасоматитов.

Для минералогического изучения из дубликатов керновых проб были отобраны групповые пробы четырех типов руд, выявленных в ходе разведочного бурения. Проба БМ-1 характеризует полуокисленные руды – метасоматические породы с окисленными и свежими сульфидами; БМ-2 характеризует рассланцованные лимонитизированные руды, встречающиеся около кварцевых жил и тектонических разломов. Групповая проба БМ-3 представляет рыхлую руду с кварцем и рассланцованным щебнем метасоматитов с лимонитизированным пиритом, светло-фиолетового цвета. Руды, характеризующиеся пробой

БМ-4, широко распространены в восточной части месторождения, рыхлые, имеют светло-коричневый цвет, часто содержат мелкий щебень ноздреватого жильного кварца с пленками лимонита.

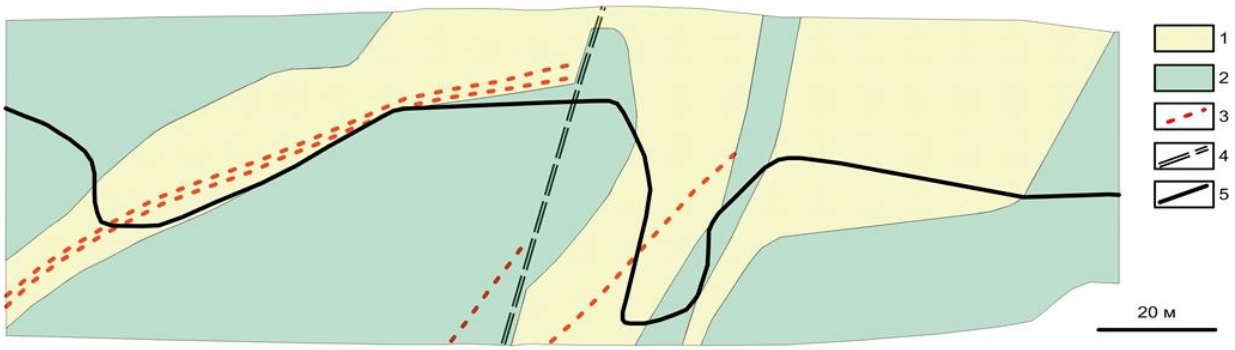


Рис. 1. Схематический геологический разрез через центральную часть Быньговского месторождения. (1) метасоматические породы кварц-серицитового, карбонат-серицит-плагиоклаз-кварцевого состава; (2) эффузивные и эффузивно-осадочные породы; (3) кварцевые жилы; (4) тектонические нарушения; (5) граница коры выветривания.

Изучение окисленных руд Быньговского месторождения проводилось на базе Института минералогии УрО РАН, г. Миасс.

Количественный минералогический состав определен методом полнопрофильного рентгеноструктурного анализа (метод Ритвельда) с использованием программного пакета SiroquantV.4. Дифрактограммы получены на приборе Shimadzu XRD6000, Cu-Kα излучение с монохроматором, съемка воздушно-сухого образца в режиме 1°/мин, вращающийся образец. Для уточнения глинистой составляющей валовых проб была использована специальная методика съемки и интерпретации ориентированных препаратов. Препараты приготовлялись путем осаждения из спиртовой суспензии на плоский препаратодержатель. Съемка проведена на автоматизированном приборе ДРОН-2.0, Fe-Kα излучение с монохроматором, вращающийся образец, 2°/мин. Были последовательно получены с одного препарата дифрактограммы воздушно-сухого, насыщенного глицерином и прокаленного при 550°С препарата.

Валовый минеральный состав руд по данным рентгеноструктурного анализа приведен на рис. 2. Установлено, что главными породообразующими минералами окисленных руд являются кварц и слабо гидратированная слюда, представленная мусковитом, в пробах БМ-1 и БМ-3 также в следовых количествах (<1%) присутствует парагонит. В полуокисленных рудах присутствуют плагиоклазы и карбонаты, среди которых преобладает доломит, кальцита меньше 1%. Также следы кальцита обнаружены в пробах БМ-2 и БМ-3. В пробе БМ-3 помимо гетита присутствует следы (<1%) гематита.

Применение специальной методики показало, что глинистая составляющая во всех пробах представлена гидрослюдой, в пробах БМ-3 и БМ-4 также присутствует каолин, в БМ-4 – в значительных количествах. Содержание смектитовой составляющей в гидрослюдах низкое, о чем свидетельствует небольшая полуширина первого базального отражения и отсутствие изменений на рентгенограммах препаратов, насыщенных глицерином, по сравнению с воздушно-сухими. Каолин слабоупорядоченный, с большим содержанием гидратированных слоев. Смектитовая составляющая отсутствует. Хлориты в количествах, идентифицируемых рентгеноструктурным способом, отсутствуют. Содержание рентгеноаморфного вещества незначительно, т.к. фон на дифрактограммах не увеличен.

В ряде работ, например в [5], изучались эффекты влияния глинистых минералов на процесс цианирования. Установлено, что все глинистые минералы в большей или меньшей степени способны адсорбировать золото и серебро из цианистых растворов. Известно, что среди глин исключительно высокой способностью к адсорбции жидкостей и высокой емкостью катионного обмена обладают смектиты. В процессе цианирования

окисленных руд, содержащих смектитовую составляющую 10-11 масс.%, адсорбируется до 7-8% золота и 75-80% серебра из цианистых растворов, при этом смектиты сильно увеличиваются в объеме [5]. Значительно меньше адсорбируют золото в процессе цианирования кандиты и иллиты. При этом максимального значения адсорбция достигает в первые 48 часов цианирования, а потом плавно понижается, достигая минимума через 144 часа. Таким образом, для снижения эффекта поглощения золота и серебра глинистыми минералами необходимо увеличивать время цианирования, что особенно важно учитывать при выборе режимных параметров чанового выщелачивания.

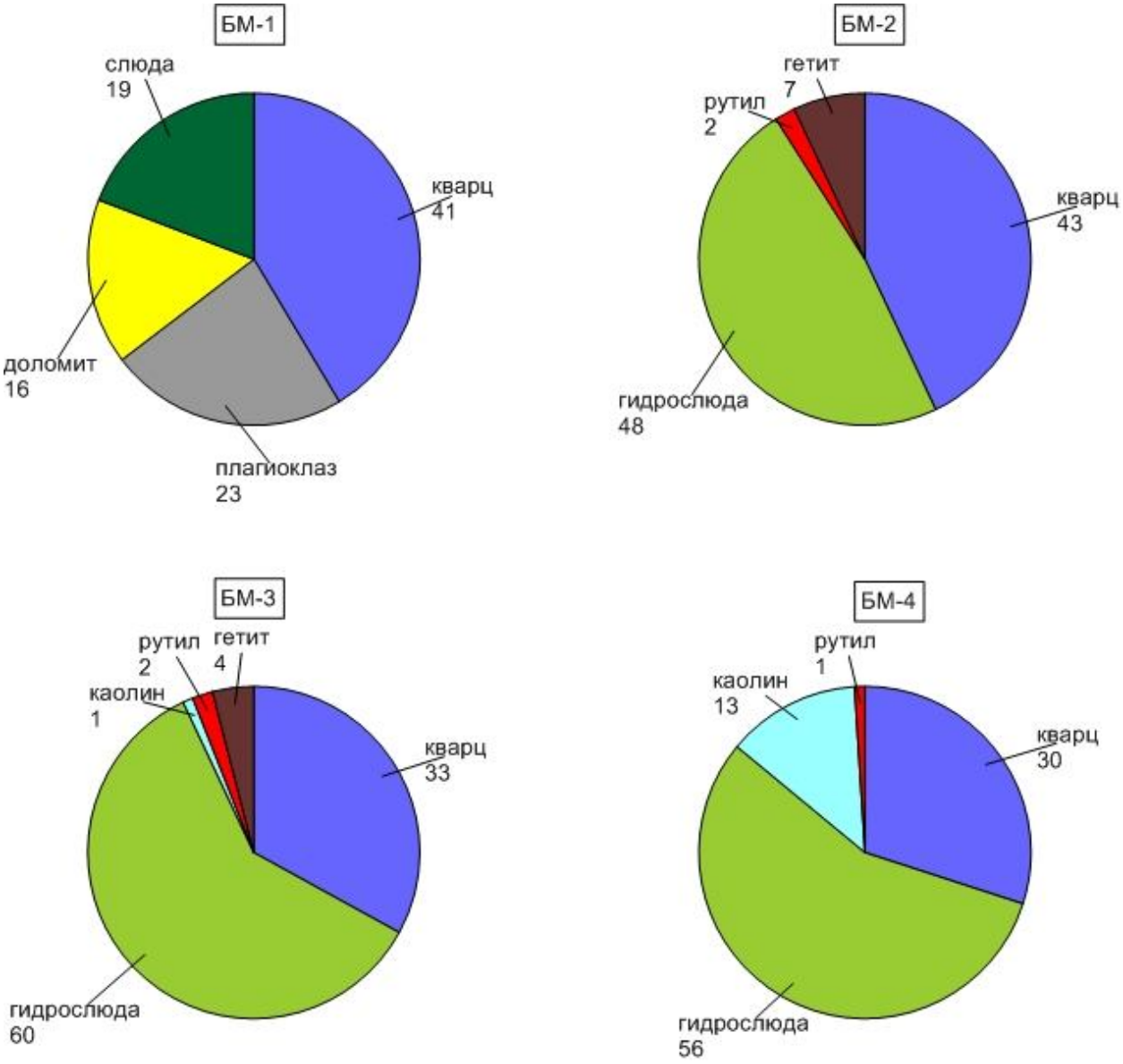


Рис. 2. Валовый минеральный состав (масс.%) окисленных руд Быньговского месторождения.

В окисленных рудах Быньговского месторождения содержание смектитовой составляющей низкое, что упрощает цианирование руды. Для снижения нежелательного эффекта адсорбции золота и серебра каолином и гидрослюдами можно рекомендовать увеличение времени цианирования. Предварительно можно сказать, что типы руд, характеризуемые пробами БМ-2 и БМ-3, наиболее благоприятны для цианирования вследствие низкого содержания каолина.

Автор благодарит Е.В. Белогуб и К.А. Новоселова (ИМин УрО РАН, г. Миасс) за помощь в исследовании. Работа поддержана артелью старателей «Нейва».

Литература

1. *Барченков В.В.* Основные технологические процессы переработки золотосодержащих руд: учебник. – СПб.: ИЦ Интермедия, 2013. 476 с.
2. *Берзон Р.О.* Быньговское месторождение золото-сульфидно-кварцевой рудной формации (Урал) // Геология рудных месторождений. 1995. Т 37, № 5. С. 417-426.
3. *Берзон Р.О., Бушляков И.Н.* О связи оруденения с плагиогранит-порфирами (на примере Быньговского золоторудного месторождения)// Труды Института геологии и геохимии. Вып. 97. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1973. С. 56-62.
4. *Зеленов В.И.* Методика исследования золотосодержащих руд. Изд. 2, перераб. и доп. М., «Недра», 1978. 302 с.
5. *Tremolada J., Dzioba R., Bernardo-Sanchez A., Menendez-Aguado J.M.* The preg-robbing of gold and silver by clays during cyanidation under agitation and heap leaching conditions. // International journal of mineral processing 2010. Vol. 94, P. 67-71.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПЕРВИЧНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫХ РУД (НА ПРИМЕРЕ ЗМЕЙНОГОРСКОГО РАЙОНА РУДНОГО АЛТАЯ)

Кузнецова С.В.

ФГУП Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ), г. Москва

Минералогические особенности стратиформных рудных тел и их метаморфические преобразования были изучены на примере трех колчеданно-полиметаллических месторождений рудноалтайского типа Змеиногорского рудного района – Корбалихинского, Лазурского и Семеновского и ряда рудопроявлений (Вересухинское, Каменское, Комиссаровское, Восточно-Майское, Зайцевское, Маячное). Месторождения и рудопроявления рудного района относятся к колчеданно-полиметаллической рудной формации, которая подразделяется на две рудные субформации: свинцово-цинковую колчедансодержащую (Семеновское месторождение) и медно-свинцово-цинковую колчеданную (Корбалихинское и Лазурское месторождения) [1].

Корбалихинское месторождение локализуется в одноименном структурно-фациальном блоке и приурочено к небольшой вулканической впадине Россыпушинской вулканической постройки. На месторождении известно несколько рудных тел, наибольшее количество которых отмечается на центральном участке. Их размеры колеблются в широких пределах. Основные тела при мощности 10-20 м прослеживаются по простиранию до 400-500 м и по падению на 400-500 м, при углах падения от 50-60 до 20-30°.

Лазурское месторождение находится в одноименном структурно-фациальном блоке и приурочено к локальной вулканической впадине Гольцовской постройки. На месторождении известно около ста рудных тел различного размера. Наиболее крупными являются шестнадцать тел, размеры которых составляют от 150 до 720 м по простиранию, от 100 до 350 м по падению при мощности от 1 до 4 м. Для большинства рудных тел характерна невыдержанность по мощности, которая колеблется от нескольких метров до 35 м.

Семеновское месторождение приурочено к вулкано-тектонической депрессии в основании Садовушинской вулканической постройки. Складчатые и вулканические структуры осложнены рядом разрывных нарушений, главными из которых являются - Семеновский разлом, представляющий собой систему двух сближенных разрывов. Рудные тела представлены линзами размером первые сотни метров по простиранию и падению при мощности до 10-15 м.

Рудные тела всех месторождений сопровождаются значительными околорудными изменениями. Породы здесь представлены преимущественно кварц-хлоритовыми, кварц-карбонат-хлоритовыми и хлоритовыми разностями. Подчиненное значение имеют метасоматиты зон выщелачивания: кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые. Мощность зон околорудного изменения составляет от 5-10 до 100 м.

Большинство рудных тел имеют пластовую, пластообразную или линзообразную форму, согласную с напластованием вмещающих пород. Главные рудные тела располагаются в разрезе среди тонкого чередования вулканогенных и осадочных пород. Здесь они занимают определенное стратиграфическое положение, локализуясь среди первично кремнистых фаций. Такое положение оруденения прослеживается на многие сотни метров, как по падению, так и по простиранию рудных зон. Таким образом, основные рудные тела месторождений располагаются очень компактно, захватывая стратиграфический интервал от 50 до 150, редко 200 м [2].

Изучены почки и фрамбоиды в первичных гидротермально-осадочных рудах и их метаморфические преобразования.

Первичные почки и фрамбоиды. Почковидное строение скоплений пирита выявлялось при помощи травления концентрированной азотной кислотой. Обычно

встречаются почки размером 0.04-0.2 мм, преимущественно пиритового состава (рис. 1). В подчиненном количестве наблюдаются почки галенит-пиритового, галенит-пиритового со сфалеритом, реже халькопирит-пиритового составов. Почки сложного состава - зональные, состоят из чередования зонок пирита, галенита и сфалерита (рис. 2). Иногда наблюдались пиритовые почки со сфалеритовым центром или центр пирит-галенитовой почки занимает фрамбоид. Кроме выраженных почек пирит может образовывать тонкозернистые агрегаты колломорфного строения. В ряде случаев среди первичных образований широко представлен фрамбоидальный пирит (рис. 3). Фрамбоиды группируются в скопления до 0.5мм и ассоциируют с ранними галенитом и сфалеритом. Галенит и сфалерит находятся в этих скоплениях в качестве включений, встречены также фрамбоиды, заключенные в виде вкрапленников в массивном сфалерите. Хотя сфалерит в связи со своей высокой пластичностью в неперекристаллизованном виде почти не встречается, в сфалерите при помощи диагностического травления были выявлены реликты почковидного строения.

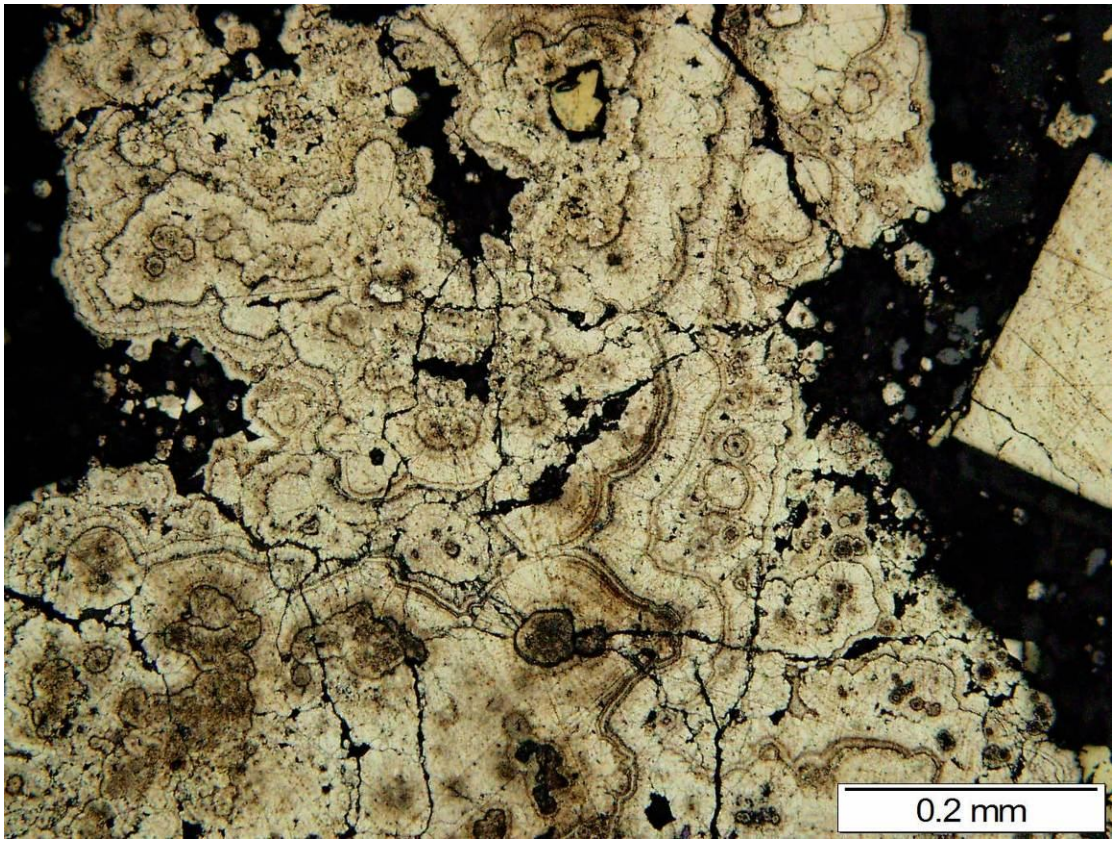


Рис. 1. Почки пирита, Корбалихинское месторождение. Полированный шлиф. Протравлено концентрированной азотной кислотой.

На всех месторождениях проявлен контактовый метаморфизм, связанный со становлением габбро-диорит-плагиогранит-гранитовой геологической формации. Контактовому метаморфизму подвержены стратиформные рудные тела, и сопровождающие их околорудные метасоматиты. Ранее были установлены три стадии метаморфической эволюции руд: перекристаллизация, частичная или полная мобилизация [3]. Стадия перекристаллизации выражена в образовании гранобластовых и мозаичных агрегатов руд, преобразовании моноклинного пирротина в гексагональный, в новообразовании пирротина за счет пирита, графита и углистого вещества. Такие преобразования указывают на восстановительные обстановки процесса и далее повышение его кислотности. Вторая стадия проявлена локально и приводит к образованию многочисленных кварц-сульфидных прожилков. На этой стадии образуется агрессивная флюидно-газовая смесь, активно воздействующая на первичные руды, частично переводя их в раствор и откладывая их в полостях отслоения складок и трещинах.

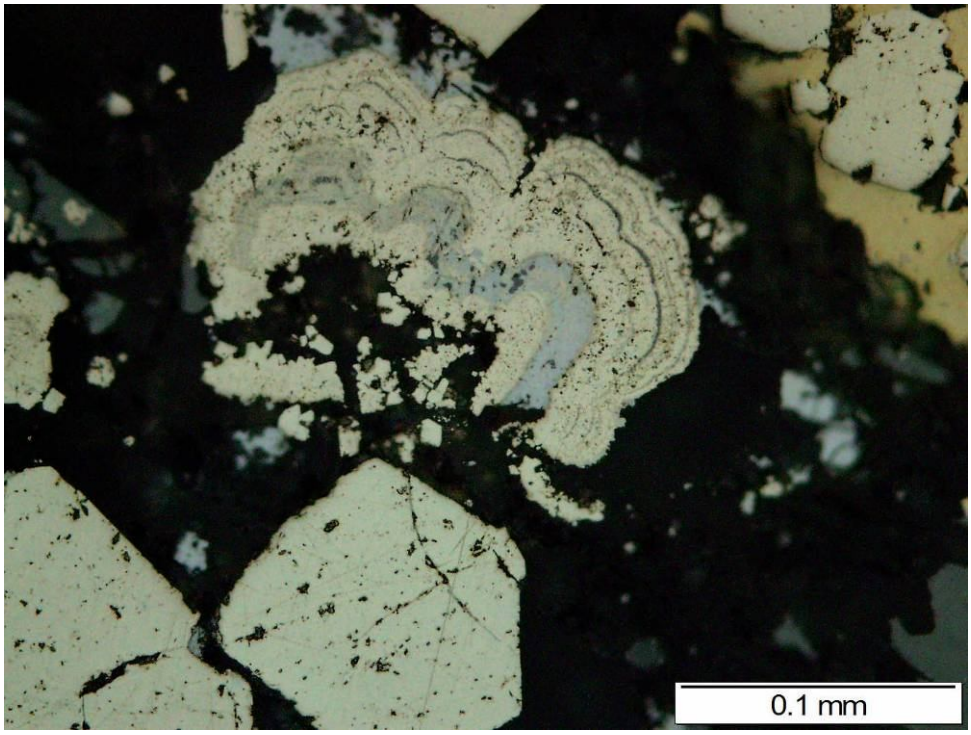


Рис. 2. Первичные почки сложного, пирит-галенитового состава ритмично-зональные. Семеновское месторождение. Полированный шлиф.

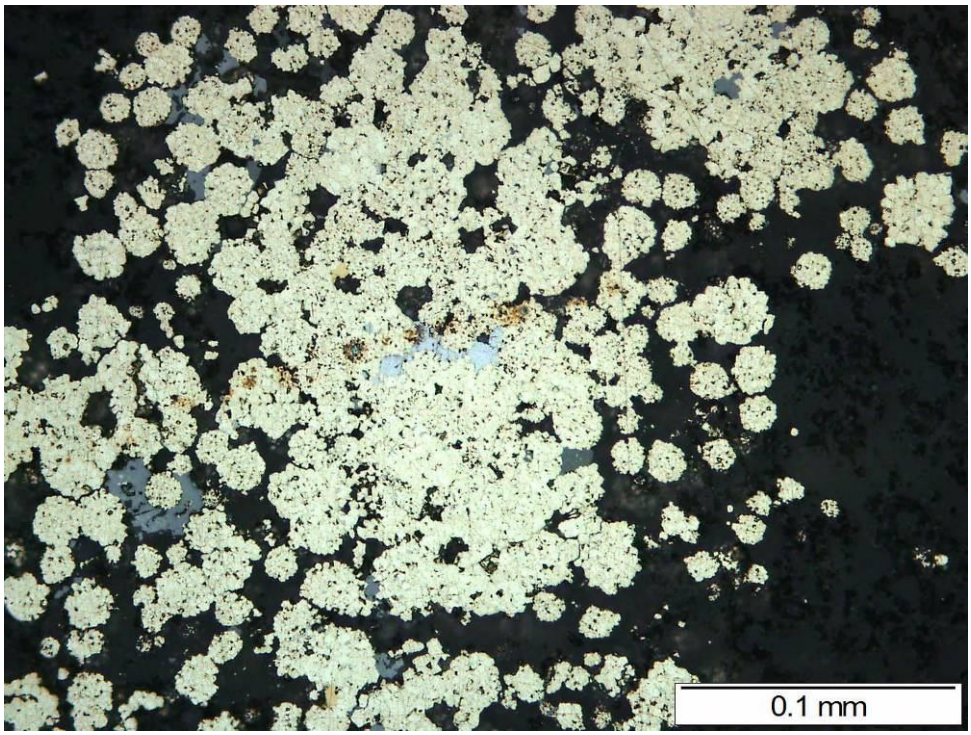


Рис. 3. Фрамбоиды пирита в первичной минерализации на Восточно-Майском рудопроявлении. Центральная часть иногда сложена галенитом или сфалеритом. Полированный шлиф.

Стадия перекристаллизации. Нами наблюдались все этапы (условные) от начала перекристаллизации, где почковидная структура еще полностью сохранена, до полностью перекристаллизованных разностей, где первичная структура остается в редких реликтах.

Слабо перекристаллизованные руды. При наиболее слабой перекристаллизации почек пирита, он еще полностью сохраняет почковидное строение. Однако, по краям у пиритовых скоплений возникают явные кристаллографические очертания, почки из округлых приобретают явную геометризованность (рис. 4). При этом, как правило, здесь пирит имеет явное колломорфное, почковидное строение. Сфалерит даже при слабом метамофическом воздействии уже приобретает двойниковое, мозаичное строение. Однако, в расположении и ориентации двойников угадываются первичные почки (рис. 5).

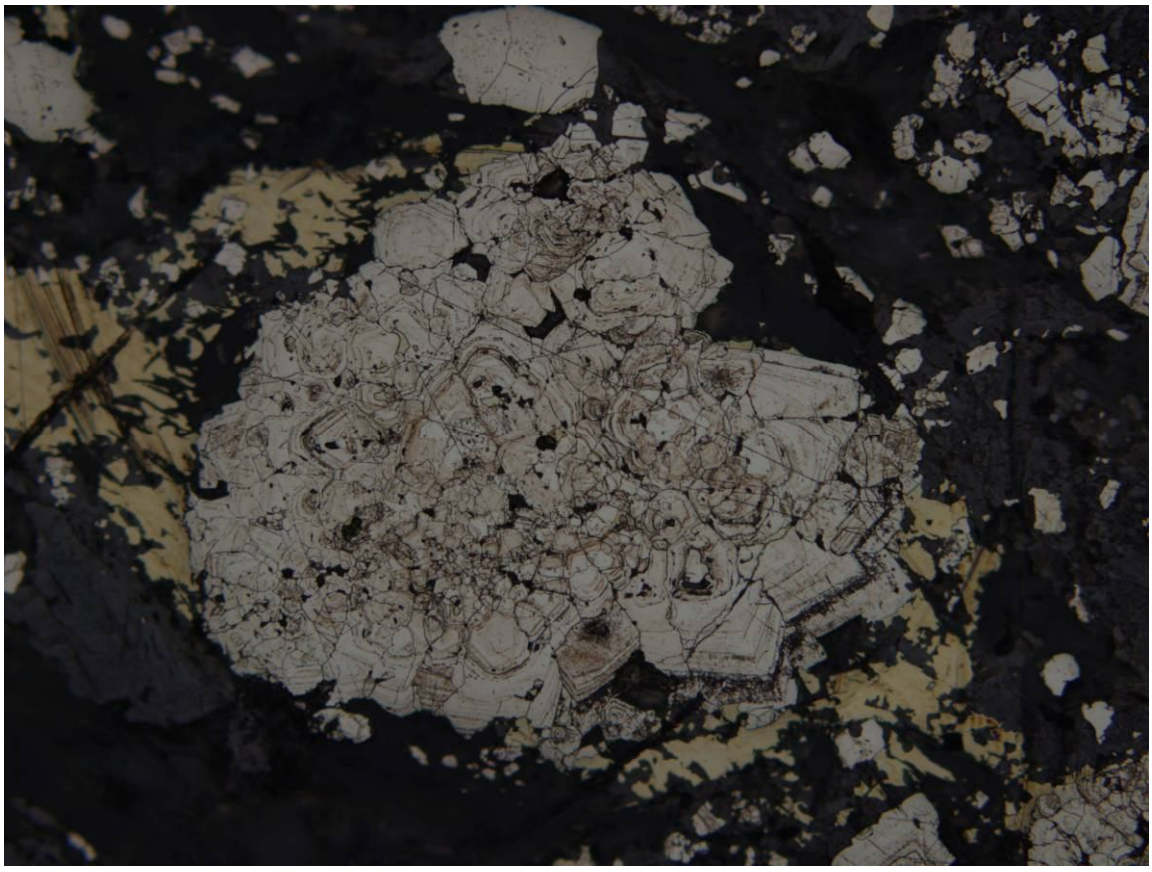


Рис. 4. Начало перекристаллизации почек. Лазурское месторождениее. Полированный шлиф. Протравлено концентрированной азотной кислотой. Увеличение 20х.

*Полная перекристаллизация***.** При дальнейших метаморфических преобразованиях первичные почки начинают приобретать гранобластовую структуру (рис. 6), и далее, скопления пирита полностью превращаются в гранобластовый агрегат (рис. 7).

Перекристаллизация без превращения в гранобластовый агрегат. В некоторых случаях, преобразование пирита идет по другой «схеме», без образования гранобластовых структур. При этом, зональность, которую мы наблюдаем в слабо перекристаллизованных почках как бы «консервируется» в виде четких «линий» в зернах пирита (рис. 8). Сами зерна, как правило, становятся, более гладкими, массивными, приобретают гипидиаморфную структуру. Вместе с тем, некоторое распространение здесь имеют аллотриоморфные, и даже реликты почковидных структур. В этом случае, пиритовые выделения также отличаются от первичных массивностью, сливным видом, гладкостью, несколько оплывшими границами. Подобный пирит уже с трудом подвержен диагностическому травлению, изредка удается обнаружить концентрически-зональное строение. Галенит, сфалерит и халькопирит из зональных почек при метаморфическом воздействии отжимаются в интерстиции зерен, в редких случаях остаются в виде слойков (рис. 8).

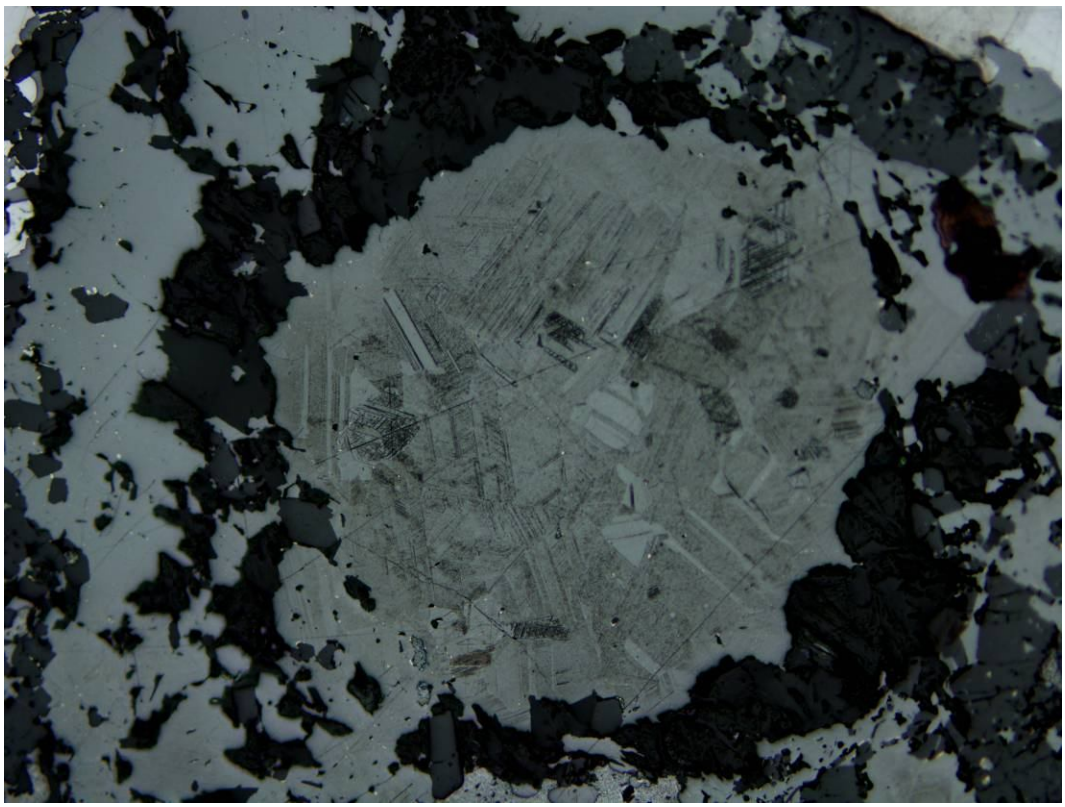


Рис. 5. Сфалерит двойникового строения. Маячное рудопроявление. Полированный шлиф. Увеличение 20х.

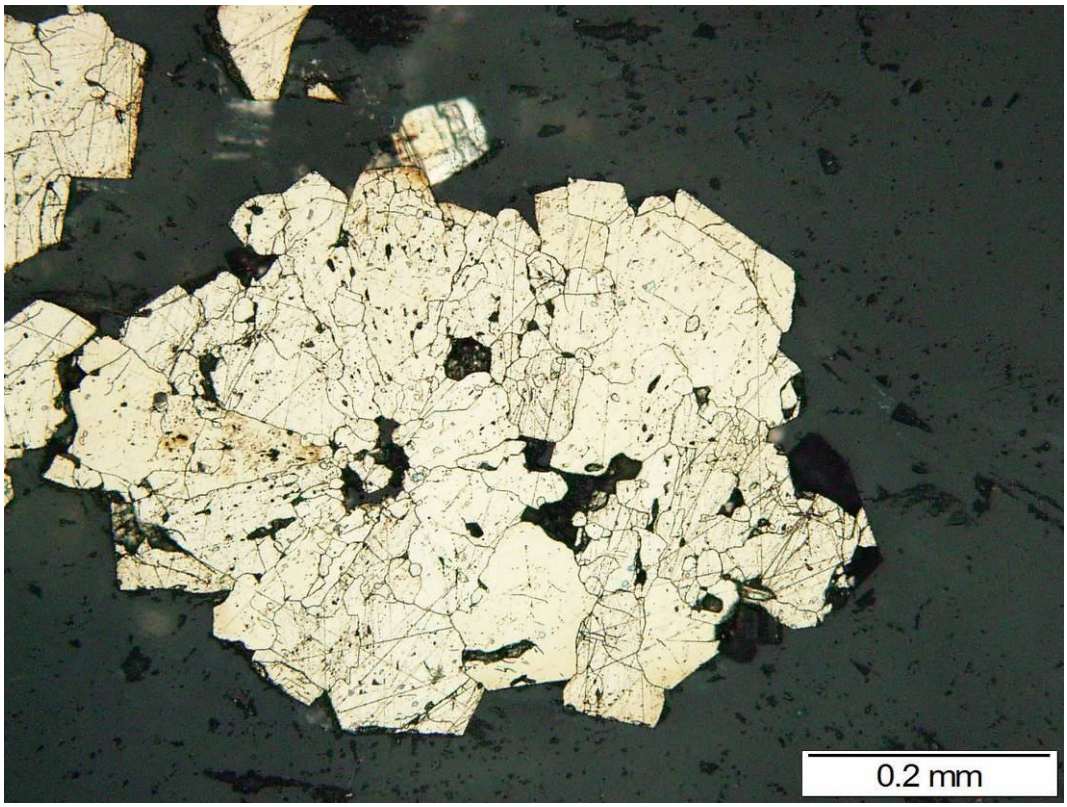


Рис. 6. Почки пирита, начало превращения в гранобластовый агрегат. Комисаровское рудопроявление. Полированный шлиф. Протравлено концентрированной азотной кислотой.

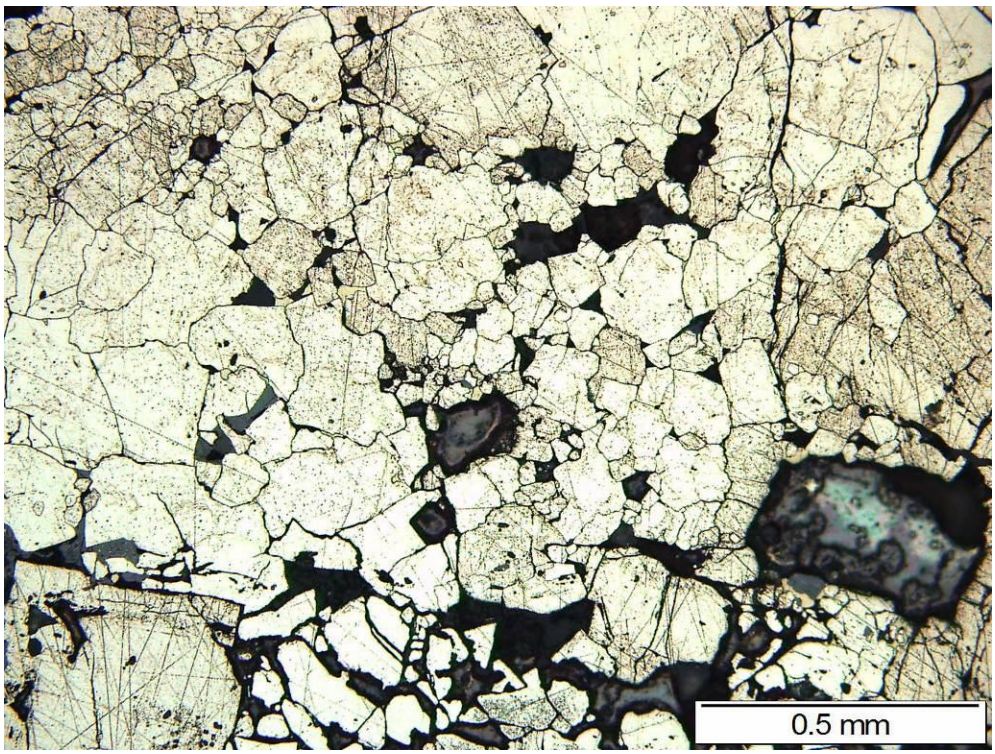


Рис. 7. Почки пирита, превращенные в гранобластовый агрегат. Восточно-Майское рудопроявление. Полированный шлиф. Протравлено концентрированной азотной кислотой.

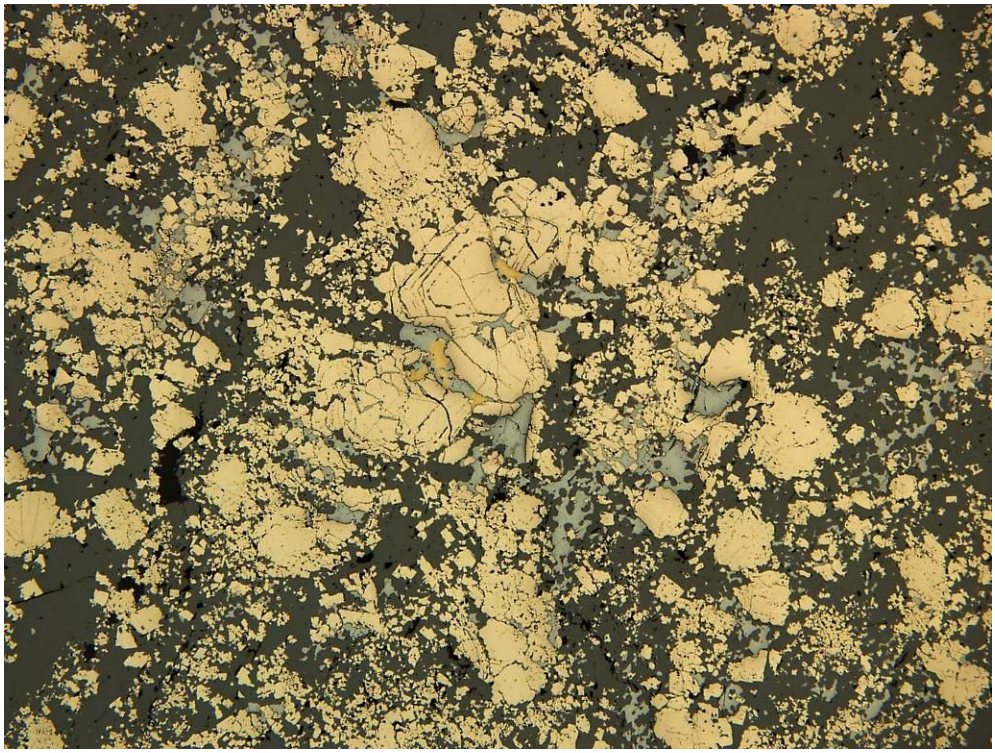


Рис. 8. Перекристаллизованный пирит, в котором сохранилось реликтовое концентрически-зональное строение. Лазурское месторождение. Полированный шлиф. Увеличение 10х.

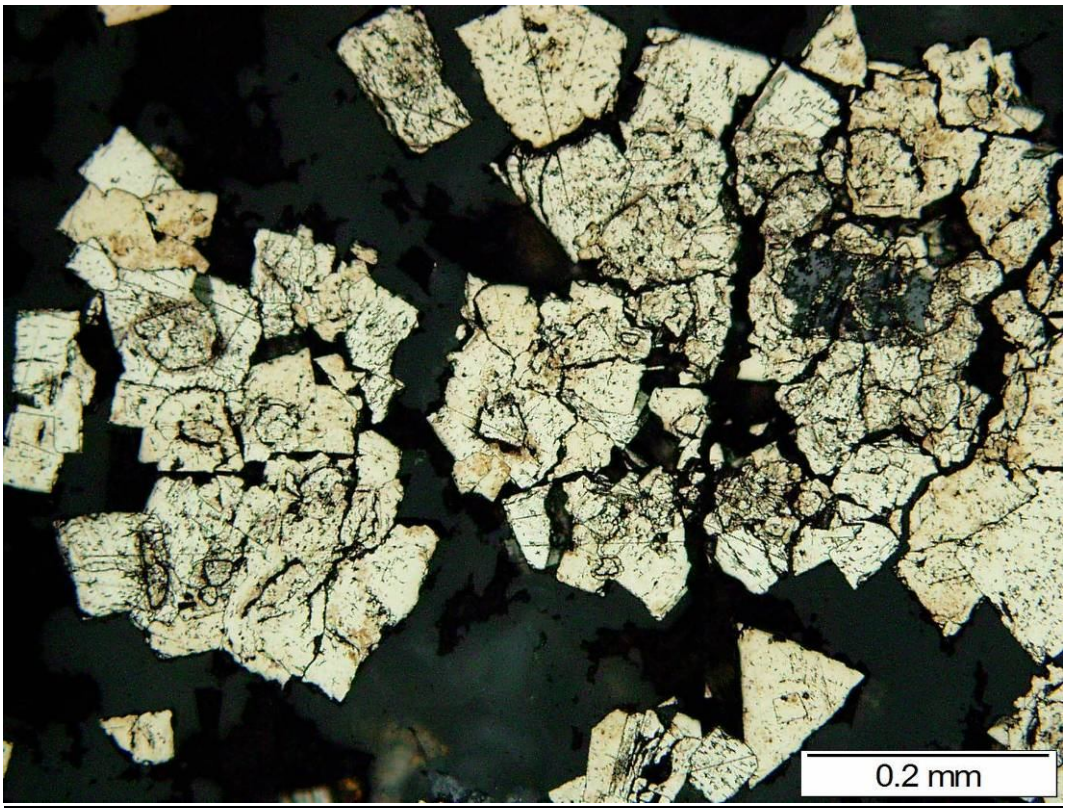


Рис. 9. Почки пирита, значительно перекристаллизованные. Корбалихинское месторождение. Полированный шлиф. Протравлено концентрированной азотной кислотой.

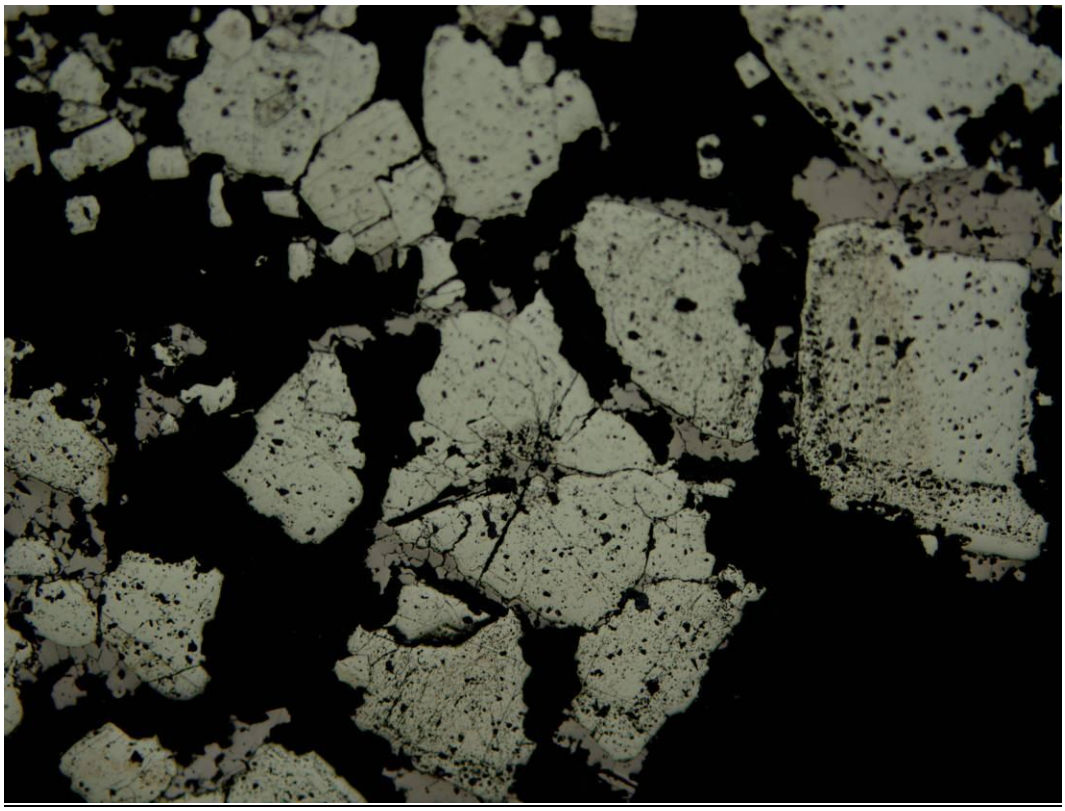


Рис. 10. Реликты почковидного строения в перекристаллизованном пирите, есть следы переотложения вещества. Коричневый-пирротин. Маячное рудопроявление. Полированный шлиф. Увеличение 10х.



Рис. 11. Перекристаллизованные зональные почки (пирит с галенитом). Часть вещества переотложено. Семеновское месторождение. Полированный шлиф.

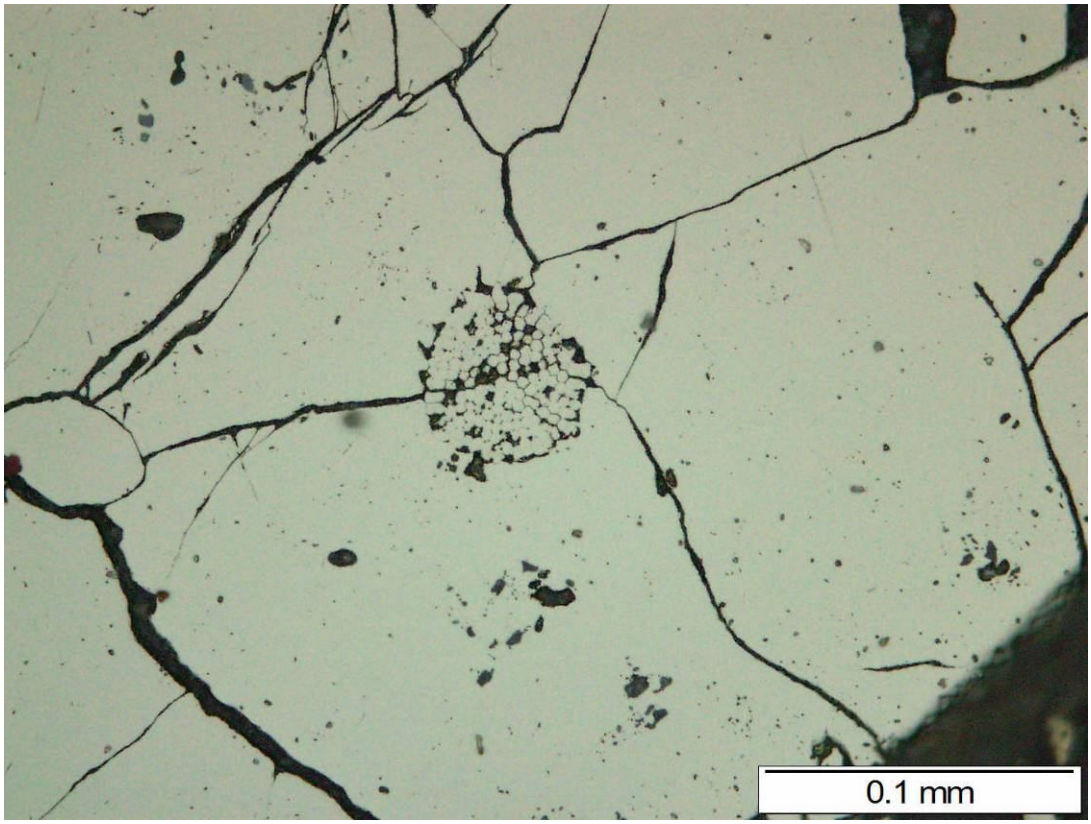


Рис. 12. Фрамбоиды, «законсервированные» в значительно метаморфизованном пирите. Полированный шлиф.

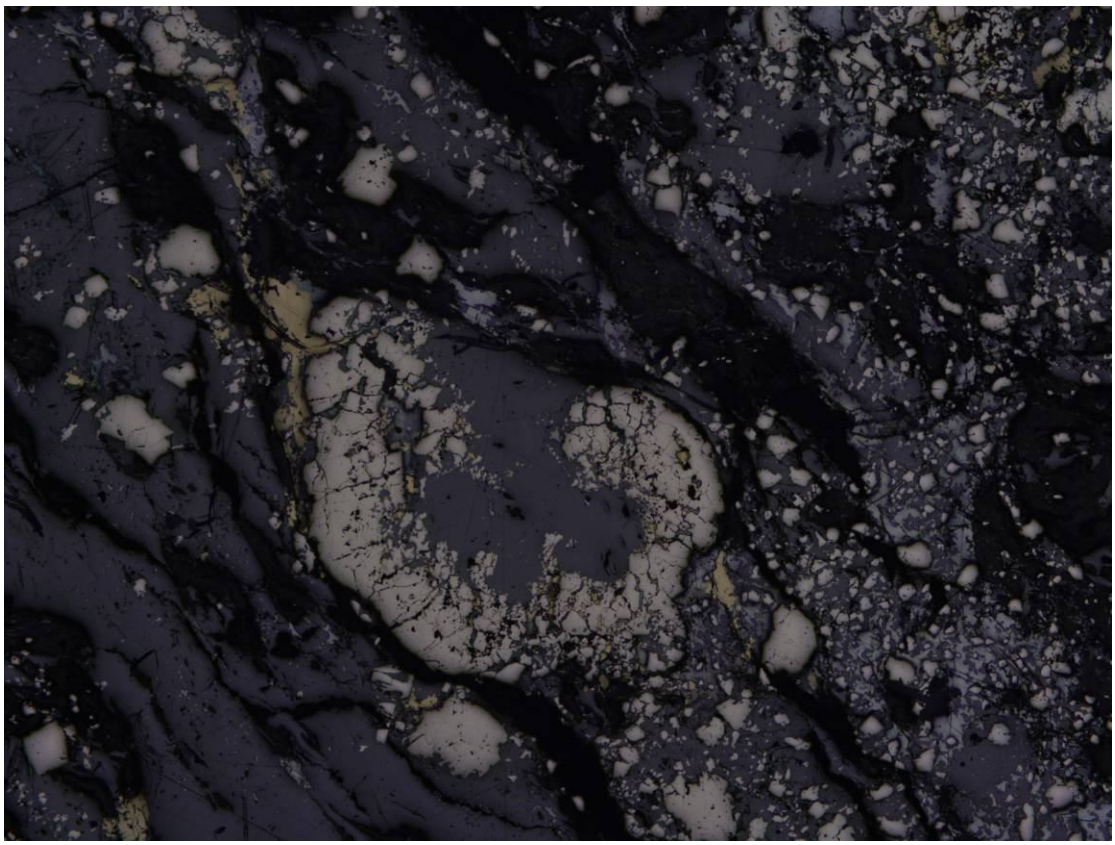


Рис. 13. Растащенная почка в зоне дробления, корродированна кварцем. Лазурское месторождение. Полированный шлиф. Увеличение 10х.

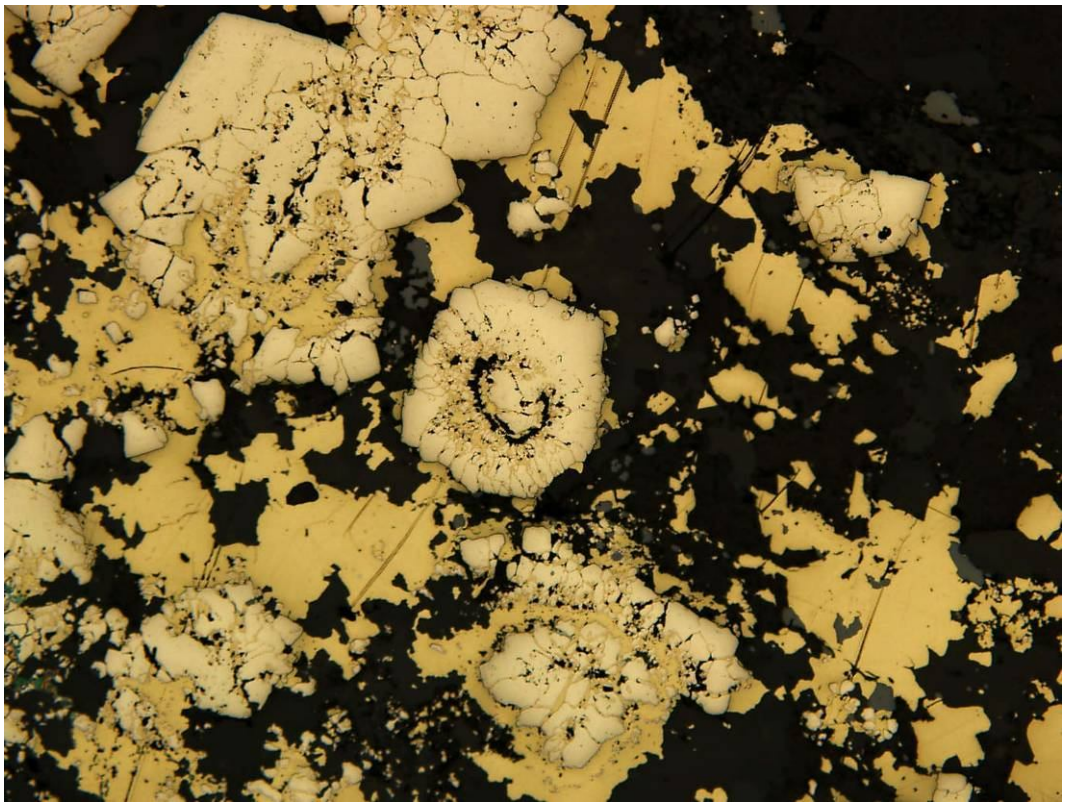


Рис. 14. Почки пирита частично перекристаллизованные цементируются халькопиритом. Вересухинскиое рудопроявление. Полированный шлиф. Увеличение 10х.

Частичная или полная мобилизация. При дальнейшем метаморфическом воздействии в большинстве зерен теряется первичная структура. Пирит обычно представлен гипидиоморфными выделениями, в которые перекристаллизуется и гранобластовый пирит и пирит почковидный, хотя и в этом случае иногда наблюдаются реликты значительно преобразованных почек (рис. 9) или зонального строения. На этом этапе широко представлены не только процессы перекристаллизации, но и переотложения вещества (рис. 10, 11). В этом случае происходит частичная мобилизация вещества с его последующим переотложением в каймах регенерации пирита. Очень устойчивыми к метаморфическому воздействию являются фрамбоиды, сохраняя первичную структуру в полностью перекристаллизованном пирите, указывая на его первичное происхождение, как например, на рис. 12. Однако, метаморфическое воздействие отмечается и на них, т.к. достаточно часто наблюдаются слипшиеся фрамбоиды или со следами давления, потерявшие свою округлую форму. Кроме метаморфической перекристаллизации и мобилизации первичные стратиформные руды подверглись деформациям в результате чего были растащены, корродированны и сцементированы минералами более поздних ассоциаций (рис. 13, 14).

В заключении отметим, на основе изучения месторождений и рудопроявлений Змеиногорского района Рудного Алтая описаны структуры первичных гидротермально-осадочных руд и их метаморфических преобразований. Выявленные особенности позволяют дополнить геолого-поисковые модели месторождений района и использовать их при прогнозно-поисковых исследованиях.

Литература

1. *Кузнецов В.В., Кузнецова С.В.* Минералогические особенности колчеданно-полиметаллических месторождений российской части Рудного Алтая // Международная практическая конференция по геологии, поискам и разведке полезных ископаемых. Тезисы докладов. Российский Университет Дружбы Народов (РУДН). 17-18 февраля 2011г. С. 58-59.
2. *Кузнецов В.В., Кудрявцева Н.Г., Галямов А.Л., Кузнецова С.В.* Геолого-генетические основы прогноза и поисков колчеданно-полиметаллических месторождений рудноалтайского типа // Отечественная геология. № 2. 2014. С. 30-38.
3. *Ручкин Г.В.* Стратиформные полиметаллические месторождения докембрия. М.: Недра. 1984, 237с.

МИНЕРАЛЫ ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ ИЗ КАЙНОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ СЕВЕРНОГО ПРИОХОТЬЯ

Леонова В.В.
ФГУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, г. Магадан

Информацию о вещественном составе недоступных непосредственному наблюдению слоёв Земли мы можем получить тремя способами – глубинным бурением, исследованием тектонически вознесённых к поверхности массивов и изучением фрагментов глубинных пород, захваченных и вынесенных на поверхность лавами. Глубинное бурение ограничено современными техническими возможностями. Офиолитовые комплексы некоторых массивов, например Войкаро-Сыньинский массив северной части Уральского Офиолитового Пояса [3], содержат породы мантийного разреза, позволяющие воочию наблюдать взаимоотношения пород. Но, во-первых, подобных мест в мире не так уж много, и практически все они приурочены к областям с относительно древней земной корой. Во вторых, демонстрируемая в массивах геологическая ситуация является «снимком», сделанным в момент зарождения массива, и не даёт полной уверенности, что в более поздние периоды геологической истории процессы глубинного минералообразования протекали так же. Частично компенсировать недостатки первых двух способов может внимание к относительно молодым, в частности, кайнозойским, лавам, которые, являясь своего рода естественными зондами, выносят на поверхность обломки интересующих нас пород и минералов.

Щелочные базальты, так же, как лампрофиры и кимберлиты, являются лавами наиболее глубокого зарождения. Они выносят на поверхность ксенолиты мантийных перидотитов и пироксенитов, а также нижнекоровые ксенолиты гранулитов, которые позволяют раскрыть эволюцию процессов в верхней мантии и около границы Мохо.

Глубинные включения в щелочных базальтах и близких к ним породах обнаружены в различных геодинамических обстановках и провинциях мира. Наиболее распространённые и изученные включения в щелочных базальтоидах – ксенолиты шпинелевых лерцолитов, реже гарцбургитов и вебстеритов. Кроме ксенолитов, в значительно меньшем количестве, базальтоиды выносят на поверхность мегакристы. Это обломки кристаллов, размеры которых обычно не превышают первые сантиметры - первые десятки сантиметров, а общее количество и сохранность варьируют в различных вулканических полях. Обычно по убыванию количества индивидов в популяции это бывают клинопироксен, ортопироксен, оливин, амфибол, плагиоклаз, шпинель, Fe-Ti-окислы, флогопит. Однако, мы не можем считать, что именно в таком соотношении минералы находятся в источнике и на пути следования лавы, так как соотношение мегакристов разного состава в одной популяции зависит не только от соотношения минералов в источнике их зарождения, но и от устойчивости минерала в выносящем его расплаве.

Вулканизм субарктической части Северо-Востока России и Аляски проявился внутри и около границ Североамериканской и Беринговоморской литосферных плит, соответственно, с главными по объему импульсами 27 ± 1 млн. лет, 5–6 млн. лет для Континентальной и 1,5–0,1 млн. лет Беринговоморской провинции [2]. Континентальная провинция расположена в северной части Северо-Востока России (Магаданская область, Чукотский автономный округ и восточная Якутия) и характеризуется относительно низкой вулканической активностью. Шесть относительно хорошо изученных проявлений базальтового вулканизма включают: 1) Анюйские (Ar-Ar возраст 12–43 тыс. лет) и Алучинские вулканы (Ar-Ar возраст 277 тыс. лет); 2) Кедонский вулкан (K-Ar возраст ~ 9 млн. лет); 3) Вилигинское вулканическое поле (Ar-Ar возраст 10–8 млн. лет); 4) вулкан Балаган-Тас (Ar-Ar возраст ~ 266 тыс. лет); 5) Тарынское проявление («вулкан Рудича», Ar-Ar возраст 37 млн. лет); 6) проявление на островах Жохова и Вилькицкого в арктическом архипелаге

Де-Лонга. Большая часть вулканических проявлений (3, 4, 5, 6) локализуется около интерпретируемых границ плит с высокой сейсмической активностью, другая (1, 2) – определенно занимает внутриплитное положение в практически асейсмичных областях. Наиболее полно на данным момент из провлений Континентальной провинции нами изучены лавы оливиновых меланефелинитов Вилигинского вулканического поля [5] и глубинные включения в них [6, 1].

Преобладающими среди ксенолитов Вилигинского вулканического поля (далее – ВВП), являются шпинелевые лерцолиты с CaO = 1,7 – 4,5 вес.%, Al_2O_3= 1,7 – 5,8 вес.%, MgO = 35 – 44,5 вес. % в валовом составе, что относит их к слабо деплетированным разностям.

Главные минералы лерцолитов – оливин (Fo88-92) 25-45%, ортопироксен (Mg# =0,80-0,91; Al_2O_3=4,97-5,88 вес.%) 22-27%, клинопироксен (Mg# =0,85-0,91; Al_2O_3=7,20-8,30 вес.%) 8-12%, шпинель (Mg# 0,79-0,83; Cr/Cr+Al =8,5-14,4 %) 5-10%.

В коллекции мегакристов Вилигинского вулканического поля всего 87 образцов: 5 шпинели, 11 ортопироксена, 6 оливина, 2 ильменита, 1 образец – включения флогопита в клинопироксене, и остальные 62 образцы представлены клинопироксеном.

Клинопироксеновые мегакристы имеют близкие к богатой клинопироксеновой мегакристовой ассоциации Энмеленского вулканического поля Восточной Чукотки [7] значения Mg#=0,802 и содержания основных миналов Wo=41,98, Fs=11,46, En=46,56, что относит их к натриево-алюминиевым авгитам с пониженным содержанием CaO и исключает их интерпретацию и как обломков ксенолитов лерцолитов, и как вкрапленников лав. Расчётное давление образования клинопироксена такого состава (по Nimis ,1998) составляет 14,6 Кбар, температура (по Lindsley, 1983) - 1339°C.

Вилигинские мегкристы шпинели по классификации [4] являются цейлонитами со средними значениями Al#=0.999, Mg#=0,706, XCr=0,002. Шпинель замечательна тем, что часто образует включения в других минералах, что частично может компенсировать невозможность прослеживать контакты минералов при исследовании мегакристов. Нами обнаружено включение шпинели в мегакристе клинопироксена, причём составы обоих минералов соответствуют обычным для мегакристов шпинели и клинопироксена Вилиги. При этом сростки мантийных шпинели и клинопироксена являются не случайной композицией обломков, а именно совместно образовавшимися минералами, что подтверждает обнаруженная цепочка сульфидных включений, прямо проходящая через оба минерала, и имеющая в том и в другом совершенно идентичный пирротиновый состав.

Составов мегакристов оливина Вилигинского вулканического поля (Fo 76,9-85,3) на диаграмме равновесия системы Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 соответствует температуре образования 1540-1650°C, а фенокристаллам оливина вмещающего базальта (Fo 61,0-82,3) соответствует температура 1500-1610°C. Таким образом, нельзя исключить, что хотя бы часть вилигинских мегакристов оливина являются высокобарическими вкрапленниками исходной лавы.

Из двух мегакристов титаномагнетита один представляет собой кристалл без признаков структуры распада со средними значениями TiO_2 13 вес.%, XCr 0,1, #Mg 0,2. Второй обнаруживает исключительно тонкопластинчатую структуру распада с титаномагнетитом и ильменитом.

Включение слюды в мегакристе клинопироксена является железистым флогопитом с TiO_2 8,2 вес.%, Al_2O_3 16,0 вес.%, Na_2O 0,8 вес.%, K_2O 9,4 вес.% и #Mg 57,5.

Итак, щелочные базальты и доставленные ими на поверхность мегакристы, мантийные и нижнекоровые ксенолиты несут информацию о свойствах областей магмообразования, расположенных на глубинах порядка 30-60 км, а также о прорванных вышележащих породах.

Литература

1. *Акинин В.В., Леонова В.В.* Вещественный состав и возраст нижнекоровых ксенолитов Северного Приохотья. // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя: Материалы II Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия (Санкт-Петербург, 2-4 октября 2007 г.). – Санкт-Петербург: ИП Каталкина, 2007. С. 27-30.
2. *Акинин В.В.* Позднемезозойский и кайнозойский магматизм и преобразование нижней коры в северном обрамлении Пацифики: Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геол.-минер. наук. М: ИГЕМ РАН, 2012. 43 с.
3. *Белоусов И. А., Батанова В. Г., Савельева Г. Н., Соболев А. В.* Свидетельство надсубдукционной природы мантийных пород Войкаро-Сыньинского офиолитового массива, Полярный Урал // Доклады Академии Наук. 2009. Том 429. № 2. С. 238–243.
4. *Винчел А.Н.* Оптическая минералогия. Под. ред. Белянкина. М.: Иностранная литература 1949. С. 92.
5. *Леонова В.В., Вольф Ю.В., Акинин В.В.* Позднекайнозойские щелочные лавы бассейна р. Вилига (Северное Приохотье) // Наука Северо-Востока России – начало века: Материалы Всероссийской научной конференции, посвящённой памяти академика К.В. Симакова и в честь его 70-летия (Магадан, 26-28 апреля 2005 г.). – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2005. С. 109-111.
6. *Леонова В.В., Акинин В.В.* Ксенолиты лерцолитов из поздненеогеновых вулканических проявлений р. Вилига // Геология, география и биологическое разнообразие Северо-Востока России: Материалы Дальневосточной региональной конференции, посвящённой памяти А.П. Васьковского и в честь его 95-летия (Магадан, 28-30 ноября 2006 г.). – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. С. 138-140.
7. *Akinin V.V., V.Sobolev A.V., Ntaflos Th., Richter W.* Clinopyroxene megacrysts from Enmelen melanephelinitic volcanoes (Chukchi Peninsula, Russia): application to composition and evolution of mantle melts // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2005. Vol. 150. P. 85-101.

НОВЫЙ ТИП ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)

Леонтьев В.И.
Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», г. Санкт-Петербург

Центрально-Алданский рудный район находится на северной окраине Алданского щита и характеризуется многоярусным геологическим строением. Нижний ярус (кристаллический фундамент) сложен раннепротерозойскими гнейсами и кристаллосланцами верхнеалданской и фёдоровской серий, которые смяты в складки и рассечены многочисленными разломами, гранитизированы и прорваны интрузиями нормальных и умеренно-щелочных калиевых гранитоидов. Верхний ярус (платформенный чехол) образован вендско-нижнекембрийскими и юрскими породами. В разрезе вендско-нижнекембрийских пород преобладают доломиты, мергели, известняки с незначительным участием известковистых песчаников. Общая мощность чехла составляет около 650 метров. Нижняя (юдомская) свита имеет вендский возраст, а четыре свиты, перекрывающие её (пестроцветная, тумулдурская, унгелинская и куторгинская) – раннекембрийский. Юрские отложения представлены аркозовыми красноцветными песчаниками, базальными и внутриформационными гравелитами, конгломератами, с прослоями сероцветных углисто-глинистых сланцев [3].

С мезозойской активизацией связано широкое проявление магматических пород алданского щелочного интрузивно-вулканогенного комплекса раннеюрского-раннемелового возраста. Они представлены лейцит-щелочносиенитовым, монцонит-сиенитовым, фергусит-дунитовым формационными типами. Распространённой формой магматических тел являются штоки, силлы, дайки, реже встречаются некки, трубки взрыва и другие субвулканические тела [7].

До недавнего времени все оруденение района подразделялось на две основные группы: золоторудное в породах платформенного чехла; золотоурановое в породах фундамента [2]. Золоторудные объекты в породах осадочного чехла давно эксплуатируются, хорошо изучены и довольно подробно описаны в ряде опубликованных работ [2, 3, 5, 7]. В существенно меньшей степени изучены особенности месторождений, локализованных в породах кристаллического фундамента, на характеристике которых остановимся чуть подробнее.

Золотоурановое оруденение в кристаллических породах фундамента приурочено к Эльконскому рудному узлу. Здесь выявлено большое количество ураноносных зон (Южная, Северная, Сохсолоохская, Интересная, Фёдоровская, Звёздная и т.д.), и разведаны 22 урановых месторождения [5]. Золотоурановое оруденение в породах фундамента приурочено к омоложенным в мезозое раннепротерозойским зонам северо-западного простирания (290-330°). Они маркированы протерозойскими метасоматитами кварц-ортоклаз-плагиоклазовой и кварц-альбит-микроклиновой формаций. Перечисленные домезозойские образования составляют, так называемую «древнюю основу» рудоносных зон [6]. Эти высокотемпературные кварц-полевошпатовые метасоматиты пользуются широким распространением и образуют в нижнепротерозойских разломах протяжённые жилообразные и линзообразные тела. Они состоят в основном из микроклин-пертита (20-60%), кварца (15-50%), кислого плагиоклаза (10-40%) с небольшим количеством роговой обманки, биотита, пироксена, граната, магнетита и апатита. При относительной простоте минерального состава они отличаются весьма неустойчивыми количественными соотношениями полевых шпатов, кварца и большой изменчивостью внешнего облика, текстур и структур. В центральных частях кварц-полевошпатовых тел встречаются разности пегматоидного облика, состоящие на 60-90% из гигантских кристаллов микроклина, крупных обособлений кварца и сростков биотита, роговой обманки, магнетита и ортита [4].

Золоторудная минерализация связана, в основном, с пирит-карбонат-калишпатовыми метасоматитами мезозойского возраста. На эти метасоматиты с тонкодисперсным золотом наложен минеральный комплекс пирит-браннеритовой стадии. Содержание золота в данных метасоматитах в среднем составляет 0.1-1.7 г/т. Отличаются повышенным содержанием золота руды зоны Фёдоровская (2-10 г/т), что вызвано наложением на золотоносные метасоматиты и браннеритовые швы послебраннеритовой ассоциации кварца и карбоната с самородным золотом, серебром и сульфидами серебра [5]. Считается, что золотоурановое оруденение района связано с глубокими мантийными магматическими очагами, а золоторудные объекты, в том числе богатые руды зоны Фёдоровская, с вторичными малоглубинными магматическими очагами [2, 5].

В кристаллических комплексах древнего фундамента промышленное золотое оруденение было известно лишь в пределах Эльконского горста, где оно парагенетически связано с урановыми рудами. Однако, в 2003-2006 гг. в пределах Джекондинского рудного узла было открыто золоторудное месторождение Подголечное, в котором промышленные руды локализованы как в породах осадочного чехла, так и в архейских метаморфических комплексах (рис 1).

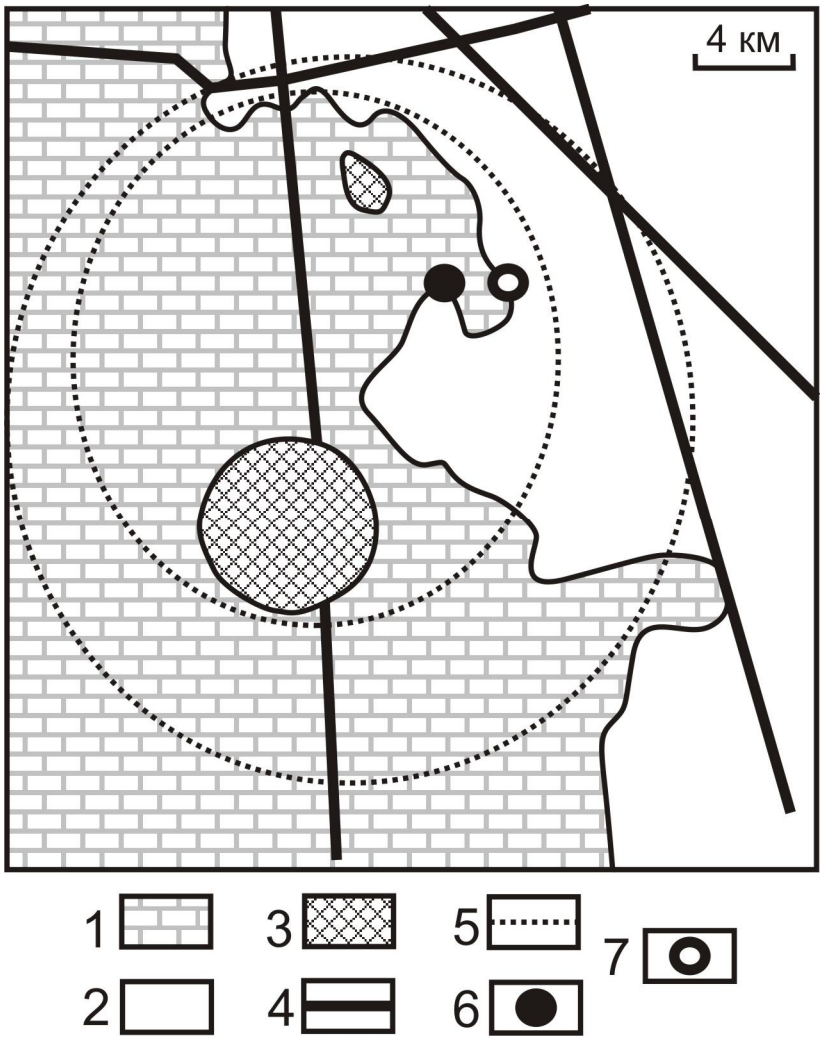


Рис. 1. Джекондинская кольцевая структура второго порядка по [7]. Условные обозначения: 1 – доломиты юдомской свиты венда; 2 – кристаллический фундамент; 3 – магматические породы алданского комплекса; 4 – крупные разломы; 5 – концентрические структуры; 6 – месторождение Подголечное; 7 – проявление Дорожное.

По особенностям минерального состава и характеру залегания в пределах месторождения Подголечное выделяется три типа рудных тел. Рудные тела первого типа представлены крутопадающими минерализованными зонами в катаклазированных гранитогнейсах с наложенной среднетемпературной хлорит-серицит-кварцевой ассоциацией. Рудные тела второго типа, приуроченные к контакту пород фундамента и платформенного чехла, являются аналогами золотоносных залежей лебединского типа. Рудные тела третьего типа представлены субгоризонтальными залежами флюоритовых метасоматитов, развитых по кристаллическим породам фундамента. Открытие данного месторождения позволило говорить о золотоносном потенциале фундамента вне связи с урановым оруденением.

Во время проведения разведочных работ на восточном фланге месторождения Подголечное канавами была вскрыта крутопадающая минерализованная зона субширотного простирания, контролируемая тектоническим нарушением – рудопроявление Дорожное. В породах фундамента данная зона представлена кварц-полевошпатовыми метасоматитами, мощность которых достигает 15-20 метров, рудные интервалы, тяготеющие к центру зоны и достигающие 8 метров, характеризуются наложенными гидротермальными изменениями и средними содержаниями золота (2.6 г/т). В осадочном чехле зона проявляет себя окварцеванием доломитов и гидротермальным изменением силла минетт. Ни по минеральному составу, ни по структурной позиции данная минерализация не соответствуют ранее выделенным на месторождении Подголечное типам руд и, скорее всего, представляет новый самостоятельный природный тип.

Породы фундамента, представленные гранитогнейсами фёдоровской серии, сложены микроклином, плагиоклазом (андезином), кварцем, амфиболом (роговой обманкой) и биотитом. В плагиоклазе на контактах с микроклином наблюдаются многочисленные мирмекитовые вростки. По амфиболу и биотиту развит хлорит. Для микроклина характерна пелитизация, а для андезина – серицитизация и развитие эпидота. Акцессорные минералы представлены магнетитом, цирконом, апатитом, гранатом. Развитые по гранитогнейсам кварц-полевошпатовые метасоматиты характеризуются сильной вариацией количественных соотношений кварца (10-35%), решётчатого микроклина (30-65%) и альбита (5-35%). Также в породе присутствует роговая обманка, биотит и пироксен, часто замещённые хлоритом. Исходя из минерального состава и приуроченности только к породам фундамента, описанные выше образования можно отнести к выделенным в Алданском районе протерозойским метасоматитам кварц-альбит-микроклиновой формации [6].

Центральная часть зоны кварц-полевошпатовых метасоматитов катаклазирована. Все минералы имеют признаки воздействия динамического метаморфизма, выраженные у плагиоклазов в изгибании границ субиндивидов полисинтетических двойников, у микроклина - в искажении пертитовой решётки, у кварца - в наличии облачного и блокового погасания. Часто минералы разрушены и отчасти перетёрты. В трещинах между обломками минералов активно развивается пирит, который часто окислен и замещён гидрооксидами железа, что придаёт породе красно-буроватый оттенок, и реже галенит. Повышенные содержания рудных минералов (до 15 %) приурочены к местам окварцевания катаклазитов. Более поздние безрудные кварцевые прожилки наложены на описанные выше катаклазированные гидротермально-метасоматические образования. Развитие по восстанию рудной минерализации в породы осадочного чехла и силлы минетт мезозойского возраста позволяет связывать ее с процессами мезозойской тектоно-магматической активизации.

Охарактеризованная зона имеет ряд общих признаков с проявлениями золото-урановой минерализации. Основной из них – приуроченность к омоложенному разлому протерозойского заложения, трассируемому высокотемпературными протерозойскими кварц-полевошпатовыми метасоматитами. Также, выделенный нами сульфидно-кварцевый парагенезис аналогичен, по нашему мнению, золотоносной послебраннеритовой сульфидно-кварц-карбонатной ассоциации зоны Фёдоровская. Однако, есть и существенные разли-

чия. Главное – это отсутствие характерных для золото-урановых проявлений в породах фундамента пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов.

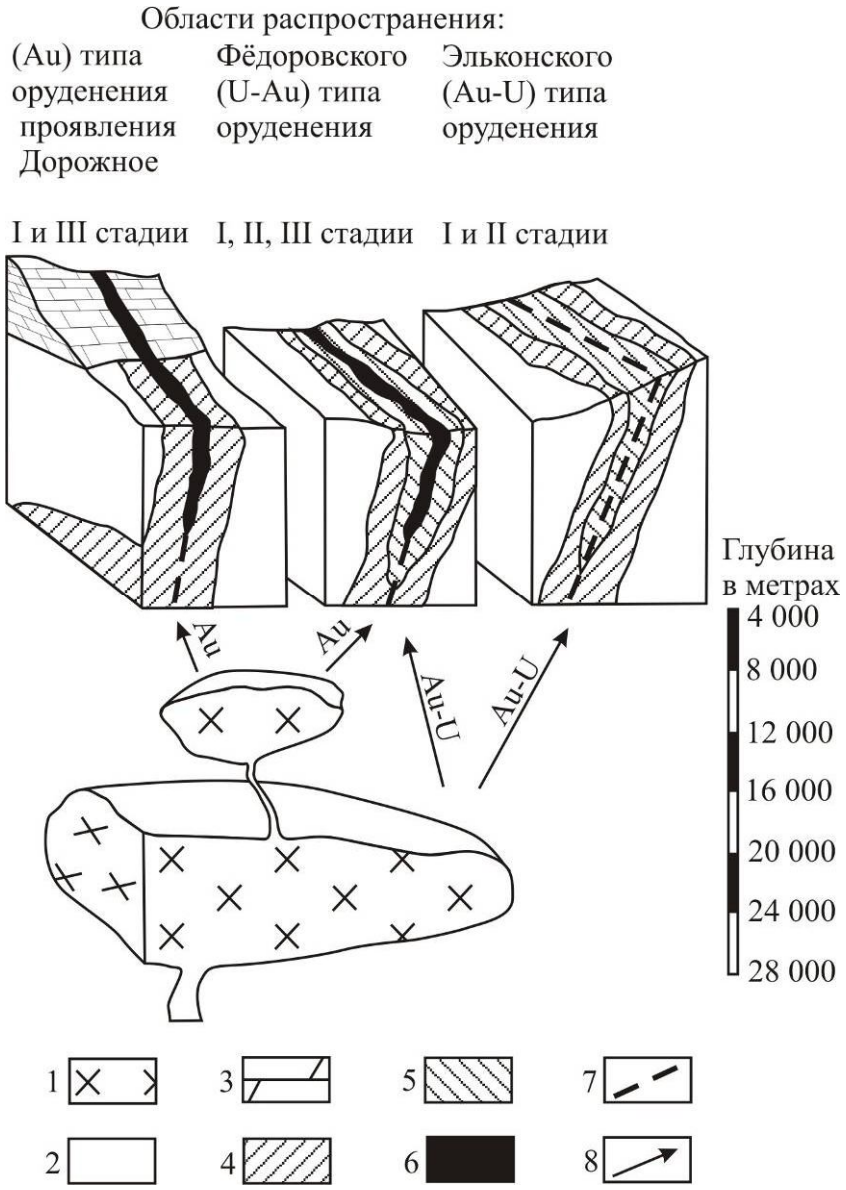


Рис. 2. Геолого-генетическая модель формирования проявления Дорожное и его связь с комплексными золотоурановыми месторождениями Эльконского горста. За основу взяты данные [1, 2, 8]: 1 – ярусная система магматических очагов; 2 – породы кристаллического фундамента; 3 – карбонатные породы осадочного чехла; 4 – протерозойские кварц-полевошпатовые метасоматиты (I стадия);5 – мезозойские пирит-карбонат-калишпатовые метасоматиты (II стадия); 6 – золотоносные сульфидно-кварцевая и сульфидно-кварц-карбонатная ассоциации (III стадия); 7 – разрывные нарушения; 8 – пути движения рудоносных растворов.

Анализ полученных нами данных и существующих геолого-генетических моделей комплексного золотоуранового оруденения центрально-алданского района [6, 8] позволяет выделить три стадии его формирования, пространственно-временные взаимоотношения которых показаны на рисунке 2.

I стадия. Формирование разломов глубинного заложения и развитие кварц-полевошпатовых метасоматитов в период раннепротерозойской тектоно-магматической активизации.

II стадия. Омоложение зон раннепротерозойского заложения и формирование пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов, несущих пирит-бранеритовое оруденение во время мезозойской тектоно-магматической активизации.

III стадия. Формирование золото-кварцевого и золото-карбонат-кварцевого гидротермального оруденения, наложенного на более ранние метасоматические образования, на завершающем этапе мезозойской тектоно-магматической активизации.

Соотношение минерализации отдельных стадий может существенно различаться на конкретных объектах. В пределах месторождений эльконского золото-уранового типа проявили себя первые две стадии. На характеризуемом в данной работе проявлении Дорожное можно выделить первую и третью стадии. Фёдоровский тип характеризуется проявлением всех трёх стадий. Описанное нами проявление, вероятно, является членом латеральной зональности, которая в кристаллическом фундаменте выражается сменой Эльконского золото-уранового типа Фёдоровским уран-золотым и далее золоторудным типом, проявленным в пределах восточного фланга месторождения Подголечное. Данная зональность довольно хорошо объясняется моделью, которой придерживаются многие из исследователей рудных месторождений района [1, 2, 8]. Она подразумевает связь золото-уранового оруденения с глубокими мантийными магматическими очагами, а золотого оруденения, в том числе повышенных содержаний золота в рудах зоны Фёдоровской, с вторичными малоглубинными очагами.

Золотоносность кристаллического фундамента Центрально-Алданского района, за исключением золотоурановой минерализации Эльконского горста, изучена очень слабо. Открытие месторождения Подголечное и выявление в его пределах новых для района природных типов руд позволило расширить представления о рудоносности пород фундамента. Предложенные в настоящей работе геолого-генетическая модель в условиях слабой изученности и высокого золотоносного потенциала кристаллического фундамента Центрально-Алданского рудного района может стать основой для более эффективного планирования и осуществления поисково-оценочных работ на новый перспективный геолого-промышленный тип золотого оруденения.

Литература

1. *Абрамов В.А.* Глубинное строение Центрально-Алданского района. Владивосток: Дальнаука, 1995, 180 с.
2. *Бойцов В.Е. Пилипенко Г.Н. Дорожкина Л.А.* Модель формирования комплексных золотоурановых месторождений Центрально-Алданского рудного района // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2006. № 2. С. 23-31.
3. *Ветлужских В.Г., Казанский В.И., Кочетков А.Я., Яновский В.М.* Золоторудные месторождения Центрального Алдана // Геология рудных месторождений, 2002. Т. 44. № 6. С. 467-499.
4. *Казанский В.И.* Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М.: Недра, 1972. 240 с.
5. Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Том 2. Стратегические виды рудного сырья. М.: ИГЕМ РАН, 2006, 672 с.
6. *Максимов Е.П.* Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита: диссертация д.г.-м.н. Якутск, 2003. 385 с.
7. *Максимов Е.П., Уютов В.И, Никитин В.М.* Центрально-Алданская золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия) // Тихоокеанская геология, 2010. Т. 29. № 2. С. 3-26
8. *Терехов А.В.* Рудоносность гидротермально-метасоматических образований Эльконского золото-урановорудного узла (Южная Якутия): Автореф. дис. на соискание учёной степени к.г.-м.н. Санкт-Петербург, 2012.

ЦВЕТНОГОРСКИЙ ШЛАКООТВАЛ КАК МОДЕЛЬ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД И ОБЪЕКТ УЧЕБНОЙ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ ПРАКТИКИ СТУДЕНТОВ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СПЕЦИАЛЬНОСТЕЙ СИБИРСКОГО ФЕДЕРАЛЬНОГО УНИВЕРСИТЕТА

Лобастов Б.М., Перфилова О.Ю., Самородский П.Н.
Сибирский федеральный университет, г. Красноярск

Проблема размещения и утилизации шлаков, являющихся отходами металлургического производства, уже давно стоит достаточно остро. Их химический состав и структура изменяются в широких пределах в зависимости от состава руды, вида выплавляемого металла, особенностей металлургического процесса, условий охлаждения и др. С течением времени таких шлаков в регионах с развитой горнодобывающей и металлургической промышленностью накапливается все больше. Ведь при выплавке чугуна и стали на каждую тонну металла приходится от 100 до 700 кг шлаков, а при выплавке цветных металлов, в том числе меди, количество шлаков в 10–100 раз превышает количество полученного металла [1, 3]. Шлакоотвалы занимают огромные площади. Земли, занятые под ними, на многие десятилетия изъяты из хозяйственного оборота. Тяжелые металлы, содержащиеся в шлаках, могут стать и становятся источником опасного загрязнения окружающей среды. К сожалению, вопросы о комплексном использовании металлургических шлаков и ликвидации шлакоотвалов решаются крайне медленно, поэтому количество подобных объектов растет, непрерывно увеличивается и общий объем шлаков в них. Большое количество подобных объектов расположено в различных областях нашей страны, в том числе - в Сибири и на Урале. В последнее время доменные шлаки начали широко использоваться для производства строительных материалов. Шлаки цветной металлургии применяют пока в меньшем количестве при производстве цемента в качестве железистого компонента и активной минеральной добавки, а также как абразивный материал (купершлаки), при получении минеральной ваты и литых изделий. Но потенциально и шлаки цветной металлургии являются перспективной базой различных строительных материалов [1, 3]. Но часто химический состав медных шлаков крайне неоднороден даже в пределах одного шлакового отвала [1]. Кроме основных компонентов, шлаки цветной металлургии могут содержать в различных количествах неизвлеченные металлы — медь, цинк, свинец, никель и др. Учитывая суммарный объем металлургических шлаков в действующих и заброшенных шлакоотвалах, запасы металлов могут оказаться весьма значительными. Таким образом, многие шлакоотвалы можно рассматривать как особый тип техногенных месторождений. Некоторые существующие шлакоотвалы, кроме того, могут являться и хорошим учебным полигоном для изучения студентами геологических ВУЗов разнообразных структур и текстур, особенностей кристаллизации расплава, характерных для вулканических пород. Химический состав металлургических шлаков по содержаниям кремнекислоты и некоторых других петрогенных окислов часто близок к составу силикатных магматических горных пород, поэтому такие шлакоотвалы могут рассматриваться как модель застывания лавовых потоков. Особый интерес представляет изучение микроструктур шлаков, которое дает возможность понимания механизма кристаллизации не только шлаковых расплавов, так как сходные механизмы присущи и естественным магматическим расплавам. Еще в 1842 г. Д.И. Соколов писал «… теория изучения шлаков есть ключ к открытию химических тайн минерального царства».

Шлакоотвал расположен в районе пос. Цветногорск Боградского района республики Хакасия, вблизи от полигонов учебных геологических практик крупнейших Сибирских ВУЗов (Федерального университета, Новосибирского государственного университета, Томских государственного и политехнического национальных исследовательских университетов). Площадь шлакоотвала около 25000 м^2 (100х250 м), высота бортов 1,5 -6,5 м. Набольшую высоту имеют восточный и южный борта (рис. 1).



Рис. 1. Цветногорский шлакоотвал: *а* – общий вид шлакоотвала; *б* – фрагмент юго-восточного борта шлаковала.

Поблизости находится считающееся отработанным месторождение молибденово-медных руд «Юлия-Медная». Старинный рудник «Юлия» был открыт в 1904 году в районе древнего Ербинского рудника, добыча медных руд на котором и выплавка меди велись еще в глубокой древности (VII-IV вв. до н.э). Многочисленные древние горные выработки и находящиеся рядом с ними медные шлаковые отвалы свидетельствуют о весьма продолжительной добыче меди в этом районе. В начале прошлого века это месторождение было «переоткрыто» вновь по следам древних «чудских» разработок меди и вновь созданный рудник был назван французским инженером Ф. Деларю в честь одной из своих дочерей. Промышленные руды представляли собой гранатовые и гранат-пироксеновые скарны, образовавшиеся на контакте граносиенитов позднеордовикского юлинского комплекса и карбонатных пород (известняков и доломитов) венд-раннекембрийского возраста. В скарнах присутствовала густая вкрапленность и гнёзда сульфидов (пирита, халькопирита, борнита, молибденита, реже – халькозина). Наряду с медью из руд попутно извлекались молибден и золото. Содержание золота не превышало 300 мг/т [2]. В начале XX в. для разработки Ербинской группы месторождений ворганизовалось организовалось Акционерное общество «Енисейская медь», построившее медеплавильный завод «Юлия». Завод работал с 1907до 1918 года, выплавляя ежегодно от 300 до 350 т меди. Продукция отправлялась в Москву. Именно тогда и появился шлакоотвал вблизи этого завода и обогатительной фабрики. Шлакоотвал не был рекультивирован после завершения работы медеплавильного завода. Массовая разработка медных руд проводилась в первой половине XX в., а последние эксплуатационные работы завершились в середине 60-х гг. прошлого столетия в связи с пожаром на обогатительной фабрике. В результате пожара на площади старого шлакоотвала, где временно складировались добытая руда, концентраты и хвосты, полученные в результате ее переработки, образовались новые порции расплава, частично перекрывшие шлаки медеплавильного завода. Рядом с месторождением «Юлия-Медная» (в 1.5 км к юго-западу) расположено месторождение полиметаллических свинцово-цинковых руд «Юлия-Свинцовая». В настоящее время в пос. Цветногорск действующих предприятий нет, но до сих пор заброшенные шахты и многочисленные отвалы медного и свинцово-цинкового рудников вызывают интерес у спелеологов и искателей приключений. А куски блестящего темного тяжелого пористого шлака некоторые туристы принимают за фрагменты метеоритов.

Студенты Сибирского федерального университета во время учебной геолого-съемочной практики ежегодно посещают отвалы месторождений «Юлия-Свинцовая» и «Юлия-Медная», а также расположенный в непосредственной близости от них шлакоотвал. Несмотря на то, что после пожара на обогатительной фабрике прошло уже около 50 лет, шлакоотвал имеет почти первозданный вид, так как в условиях сухого климата Хакасии его естественная рекультивация, выражающаяся в постепенном зарастании верхней площадки и склонов травянистой и древесной растительностью, происходит крайне мед-

ленно. Поэтому в его бортах удобно изучать различные структуры и текстуры, сходные с наблюдаемыми в эффузивных породах.

Отвальные медеплавильные шлаки Цветногорского шлакоотвала имеют темно-серый или черный цвет, часто блестящую поверхность, иногда на поверхности наблюдается буровато-красная, золотистая или разноцветная побежалость. Плотность шлаков составляет 3160—3650 кг/м^3, водопоглощение 0,1 - 0,6%. Шлаки преимущественно немагнитны, редко проявляют слабомагнитные и магнитные свойства. В изучаемых шлаках наряду с продуктами кристаллизации содержится стекловидная фаза, но в отвальных медленно охлажденных основных шлаках количество стекла незначительно. И это легко объяснимо, т.к. медеплавильные шлаки характеризуются высоким модулем основности, поэтому при их медленном охлаждении в шлакоотвале они практически полностью кристаллизируются и почти не содержат стекла. Шлаки содержат многочисленные «ксенолиты» тонкозернистых граносиенитов юлинского комплекса, реже – строительных кирпичей и оплавленного стекла (рис. 2а). В шлаках можно наблюдать разнообразные стекловатые, порфировые и полнокристаллические структуры, а также брекчиевидные (рис. 2б), массивные и пористые (пузырчатые, шлаковые) текстуры (рис 2в), а также текстуры, обусловленные течением расплавов (флюидальные, типа «канатных лав» и т.д.) (рис. 2г), а также шаровые текстуры (рис. 2д), связанные с быстрым неравномерным охлаждением расплава (вероятно, при тушении водой пожара на обогатительной фабрике и территории шлакоотвала). Последние наиболее интересны.



Рис. 2. Текстуры шлаков: *а* – ксенолиты граносиенитов юлинского комплекса (розовое) в шлаках южного борта шлакоотвала; *б* – брекчиевидная тестура в верхней части шлакового потока; *в* – крупнопористая текстура; *г* – текстуры, связанные с течением шлаковых расплавов; *д* - шаровые текстуры (южный и западный борта).



Рис. 3. Структуры и микроструктуры шлаков: а – внутренне строение шлаковой сферы (сегмент); б – кристаллы окерманита и клинопироксена, образовавшиеся в центральных частях шлаковых сфер и на стенках пустот в них; в – мелкие капли нераскристаллизованной шлаковой стеклофазы на поверхности кристаллов; г – микроструктуры шлаков в шлифах (без анализатора); д – дендриты магнетита (темное) и мелкие идиоморфные кристаллы двухкальциевого феррита (буровато-желтые) в краевой части фенокристалла окерманита на границе со стеклофазой.

Диаметр шлаковых сфер, иногда имеющих практически идеальную круглую форму, варьирует от 25 до 55 см (рис. 2д). Сверху они покрыты коркой пористого шлакового стекла толщиной от нескольких миллиметров до 2 - 3 см (в зависимости от размера сферы). Под микроскопом видно, что шлаковое стекло представляет собой микронеоднородный материал пористой или массивной текстуры, состоящий из полупрозрачных в проходящем свете участков темно-бурого и черного цвета. Участки неправильной формы частично упорядоченной структуры, обогащенные мелкими кристаллитами, чередуются с аморфными участками, сложенными стеклом, насыщенным тонкодисперсными включениями непрозрачных оксидов железа (рис. 3а, вверху).

Далее следует зона частичной раскристаллизации, в которой наряду со стеклом присутствуют кристаллы ортосиликатов (преимущественно, окерманита и клинопироксена геденбергит-диопсидового состава) и иногда немногочисленные выделения ферритов. В центральной части большинства сфероидов наблюдаются сравнительно крупные (до 5 – 7 мм) хорошо образованные и скелетные (футляровидные) кристаллы ортосиликатов кальция и магния, реже – клинопиоксена в виде щеток и друз (рис. 3а). Некоторые сферы содержат крупные пустоты различной формы в центре (рис. 2е), реже – периферических частях. Иногда на стенках таких пустот наблюдаются хорошо образованные и скелетные кристаллы окерманита (рис. 3б). Кристаллы полупрозрачны, обычно имеют темно-зеленый или темно-серый цвет. Темная окраска, вероятно, связана с частичным изоморфным замещением магния железом и наличием тонкодисперсных твердых включений магнетита. На поверхности некоторых кристаллов в таких пустотах можно наблюдать мельчайшие капельки нераскристаллизовавшегося шлакового расплава (рис. 3в). В шлифах наблюдаются скелетные кристаллы окерманита, реже – диопсида, образующие порфировые вкрапленники нескольких генераций в стекловатой основной массе (рис.3а, г). Формирование этих микроструктур очевидно связано с неравновесной кристаллизацией шлаковых расплавов. Такие микроструктуры очень похожи на структуры "спинифекс", наблюдаемые в пикритах и коматиитах.

Состав шлаков, особенно в верхней части шлакоотвала, крайне неоднороден. По результатам рентгенфлюоресцентного анализа (волновой рентгенофлюоресцентный спектрометр Shimadzu XRF-1800) содержания петрогенных оксидов в них (в масс. %) колеблются в очень широких пределах (SiO_2 от 35,70 до 44,3, Al_2O_3 от 0,15 до 8,91, FeO от 3 до 11, CaO от 27,1 до 37,4, MgO от 3,4 до 14,6, Na_2O от 0,1 до 1,4, K_2O до 1,3), что, вероятно, связано с неоднородностью переплавленного в результате пожара на обогатительной фабрике материала. Шлаки отличаются аномально низкими содержаниями железа и повышенными содержаниями кальция и магния, что не характерно для шлаков цветной металлургии [1, 3]. Вероятно, это обусловлено минеральным и химическим составом исходных руд. Состав шлака из нижней части отвала (в масс. %) следующий: SiO_2 – 44,28; Al_2O_3 – 0,15, FeO – 3,01; MgO – 14,56; CaO – 37,36; Na_2O – 0,08 (рис. 4). В медеплавильных шлаках нижней части отвала содержится до 0,17% меди, 0,02% цинка, 014% марганца, 0,18% серы, а также незначительные количества хрома, циркония, фосфора. Для шлаков Цветногорского шлакоотвала модуль основности в среднем равен 1,17, т.е. они относятся к основным шлакам. Таким образом, по химическому составу шлаки Цветногорского шлакоотвала близки к ультраосновным или основным породам.

Состав кристаллической части Цветногорских шлаков определен с помощью рентгенофазового анализа, проведенного на рентгеновском дифрактометре XRD-6000 фирмы Shimadzu (Япония). По результатам интерпретации дифрактограмм и данным петрографического изучения шлифов установлено, что основным кристаллическим компонентом изучаемых шлаков является окерманит $Ca_2Mg(Si_2O_7)$, (78,3%) в котором возможно замещение магния железом в катионных полиэдрах (железистый окерманит), а также его твердые растворы с геленитом $Ca_2Al(AlSiO_7)$ – мелилиты, и клинопироксен $Ca(Mg_{0,8}Fe_{0,2})(Si1_{,75}Fe_{0,25})O_6$ (21,2%). В незначительных количествах присутствуют также монтичеллит $CaMg(SiO_4)$ и двухкальциевый феррит $2CaO*Fe_2O_3$.Окерманит наблюдается

во внутренних частях и пустотах лавовых сфероидов в виде квадратных в сечении табличек или коротких призм (рис. 3). Нередко наблюдаются скелетные кристаллы различной морфологии. Окерманит может давать непрерывный изоморфный ряд с геленитом, образуя серию геленит-окерманитов (мелилиты), оптические свойства которых варьируют вместе с составом (при повышении содержания геленита закономерно увеличиваются показатели преломления Ng=1,638 - 1,645, Np=1,631 – 1,638 и сила двупреломления Ng—Np = 0,007 – 0,01). Плотность 3160 – 3180 кг/м^3. Быстро разлагаются в соляной кислоте с образованием студенистого геля кремнезема. Монтичеллит наблюдается в виде немногочисленных мелких (до 2 – 3 мм) светло-серых призматических зерен с несовершенной спайностью. Мелкие (0,05 – 0,1 мм) черные (буровато-желтый в шлифах) кристаллы двухкальциевого феррита образуются совместно с дендритами магнетита, связанными с каплевидными ликвитами стекла, среди силикатов (рис. 3д).

В результате выветривания наблюдается растрескивание шлаков в верней части шлакоотвала на глубину до 19 см, с образованием обломков различной величины и появление на поверхности шлаков примазок и корочек вторичных минералов, в составе которых присутствуют гётит, малахит и кальцит. Особенно часто малахит встречается на поверхности шлаков из нижних горизонтов, что может свидетельствовать о неоднородности состава шлаков.

Таким образом, многие шлакоотвалы (и Цветногорский – не исключение) являются своеобразной моделью геологических процессов, происходящих при застывании лав на поверхности Земли, и могут служить хорошими учебными полигонами, позволяющими студентам познакомиться не только с характерными для эффузивных пород структурами и текстурами, но и изучить некоторые особенности процессов минералообразования в них. И пока такие шлакоотвалы существуют (особенно вне действующих металлургических предприятий), их целесообразно рассматривать как возможные объекты учебной геологической или геолого-минералогической практики студентов геологических специальности ВУЗов. Тем более, что посещение таких объектов может быть возможно не только в летний период, но и в течение учебного года – осенью или весной.

Литература

1. *Вайсбург С.Е.* Физико-химические свойства и особенности строения шлаковых расплавов. – М.: Металлургия, 1991. 304 с.
2. *Усманова Т.В.* Техногенные минеральные образования – как геоэкологическая проблема // Горногеологическое образование в Сибири. 100 лет на службе науки и производства: Материалы Междунар. научно-техн. конф. Томск: Изд-во ТПУ, 2001. С. 196–197.
3. *Piatak N., Seal II R.* Mineralogy and environmental geochemistry of historical iron slag, Hopewell Furnace National Historic Site, Pennsylvania, USA // Applied Geochemistry, Vol. 27. 2012. P. 623–643.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ ПОРОД ВУЛКАНА ТЕЙДЕ (О. ТЕНЕРИФЕ, ИСПАНИЯ)

Малышев А.И.[1], Санько Л.А.[1, 2], Волчек Е.Н.[1]
[1]Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург
[2]ОАО «Уральская геологосъёмочная экспедиция», г. Екатеринбург

Канарский архипелаг расположен в северо-западной части пассивной континентальной окраины Африканского континента [3]. Наиболее древняя океаническая кора к востоку от Канарских островов имеет возраст 180–190 млн лет. Архипелаг включает в себя семь больших и три мелких острова, которые формируют ориентированную примерно в широтном направлении цепь от 100 до 450 км к западу от африканского континента. Хорошо выражено уменьшение возраста архипелага с востока на запад: от 20–15 млн лет для островов Фуэртевентура и Лансароте до 1.7 и 1.1 млн лет для Ла-Палма и Иерро. Это отражает миграцию вулканизма со средней скоростью 1.5–1.1 см/год. Канарские острова уникальны среди океанических островов длительной историей развития, большим количеством циклов вулканической активности и широким диапазоном изменения состава магм и типов извержений в их эволюции. На острове Тенерифе находится вулкан Тейде (рис. 1), третий по высоте среди вулканов океанических островов. Его вершина – самая высокая (3718 м) точка Испании и Атлантического океана.



Рис. 1. Вулкан Пик Тейде, о. Тенерифе, Испания.

Тенерифе – чрезвычайно сложная вулканическая система [2, 3], в своей истории неоднократно проходившая стадии океанического базальтового щитового вулкана, стратовулканической постройки, чрезвычайно эксплозивного кальдерообразования, причем иногда с одновременным их развитием. Тенерифе занимает второе место в мире среди

островных щитовых вулканов после Гаваев (Мауна-Лоа и Мауна-Кеа). Он был создан многочисленными фазами вулканизма, охватывающими широкий диапазон вулканических процессов и перекрывающий более чем 12 млн лет. В истории Тенерифе выделяются 4 большие стадии: I (>12–3 млн лет) – возникновение и развитие нескольких щелочных базальтовых щитовых вулканов (древние базальтовые серии); II (3.8–2 млн лет) – формирование центрального вулканического комплекса (нижняя группа постройки Лас Канадас); III (2–0.2 млн лет) – три протяженных цикла высоко эксплозивной фонолитовой активности и сопутствующего кальдерообразования (верхняя группа постройки Лас Канадас) с одновременным наращиванием щитовой постройки побочными базальтовыми извержениями (рифтовые зоны Дорсал и Сантьяго, южная вулканическая зона) и основными событиями обвалов-оползаний склонов вулкана; IV (0.2–0 млн лет) – формирование в пределах кальдеры Лас Канадас нового стратовулканического комплекса (формация Тейде-Пико Виеджо) при одновременной побочной активности щитового типа (современные базальты). Вулканическая активность продолжилась в историческое время с последним извержением в 1909 г.

Древняя базальтовая серия выходит на поверхность в нескольких разрозненных и сильно эродированных массивах. Эти массивы состоят из накопленных в течение миллионов лет продуктов трещинных извержений: щелочных базальтов, анкарамитов и базанитов, включая лавы, пирокластические и эпикластические отложения и субвулканические породы. Присутствует незначительное количество фельзических продуктов. Древняя базальтовая серия свидетельствует о формировании нескольких щитовых вулканов гавайского типа, которые поднялись выше уровня моря по крайне мере 12 млн лет назад и оставались активными в последующие 8.7 млн лет. Породы серии слагают большую часть объема острова, хотя почти повсеместно перекрыты в настоящее время более молодыми вулканитами. Первоначальная морфология и структура щитового комплекса неясны. Однако щитообразующий базальтовый вулканизм продолжается до сих пор в виде активности периферических трещинных зон.

Нижняя группа постройки Лас Канадас является большим центральным вулканическим комплексом Тенерифе, располагающимся на остатках пород древней базальтовой серии. При этом сама нижняя группа представляет сложную конструктивную фазу вулканической активности этого комплекса, тогда как верхняя группа соответствует деструктивной вулканической активности, характеризующейся циклами чрезвычайно эксплозивного кальдерообразующего вулканизма и частичным разрушением постройки. В стратиграфии нижней группы Лас Канадас условно выделены семь последовательностей с изменением состава вулканитов от бальтового и трахибазальтового до фонолитового при большом разнообразии фациального состава: лавы, спекшиеся и неспекшиеся пирокластические отложения. В целом нижняя группа постройки Лас Канадас представляет собой переходную форму от щитового вулкана к постщитовой вулканической активности. В составе вулканитов это отразилось в повышении количества выраженных трахитов и фонолитов среди пород нижней группы.

Контакт между верхней и нижней группами постройки Лас Канадас идентифицируется как региональное эрозионное несогласие, соответствующее паузе в вулканической активности продолжительностью примерно 400 тыс. лет. Сама верхняя группа состоит из трех больших стратиграфических образований, имеющих возраст, соответственно, 1.57–1.07, 0.85–0.57 и 0.37–0.188 млн. лет, состоящих из фонолитовых пирокластических отложений с подчиненным количеством базальтовых лав и соответствующих трем циклам эксплозивного фонолитового вулканизма с источниками в пределах области, занятой в настоящее время кальдерой Лас Канадас. Периоды относительного покоя (продолжительностью до 230 тыс. лет каждый) характеризовались широко распространенным мафическим вулканизмом из центральных и трещинных источников. Кульминация каждого цикла сопровождалась обвалом кальдеры и смещением центра вулканической активности и

кальдерообразования на северо-восток, в результате чего происходило прогрессивное расширение внитрикальдерного комплекса кальдеры Лас Канадас.

Формация Тейде-Пико Виеджо представлена двумя стратоконусами Тейде и Пико Виеджо, многочисленных побочных кратеров и центров излияния лавы. Тейде начал формироваться, по крайней мере, 150 тыс. лет назад первоначально в результате преимущественно базальтовой активности и постепенно прогрессировавшей тефра-фонолитовой к фонолитовой, что наиболее было выражено примерно 20 тыс. лет назад. Формация включает мощную последовательность базанитовых лав, перекрываемых более развитыми последовательностями лавы в диапазоне от фонотефрита к фонолиту. Бурение на дне кальдеры Лас Канадас вскрыло лавовые последовательности формации на глубину 500 м, при этом дно доформационной кальдеры так и не было достигнуто.

Для геолога обнажения горных пород, слагающих вулкан Тейде, являются притягательным объектом. При посещении этого вулкана было отобрано некоторое количество образцов для изучения их состава в лабораториях Института геологии и геохимии. Автором, посетившим пик Тейде, из потоков на дне кальдеры взяты базальты (рис. 2, 3), в верхней части кальдеры – породы среднего и кислого состава (рис. 4).

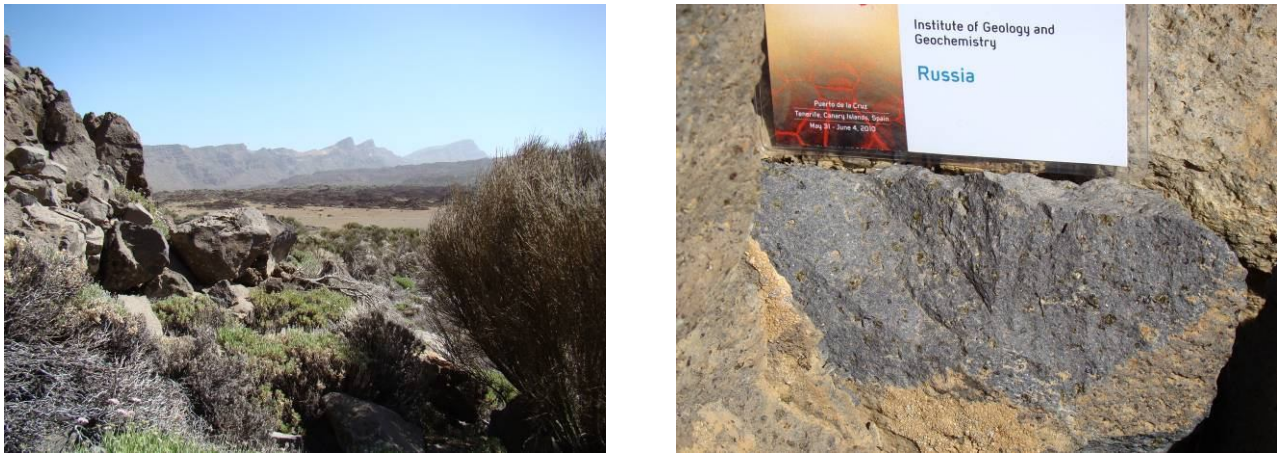


Рис. 2. Базальтовые отложения нижней части кальдеры.

Микрофотографии шлифов приведены на рис. 5, а их петрографическая характеристика приведена ниже.

Отложения кальдеры (TR-2, TR-5, TR-6). Образец TR-2 представлен оливиновым базальтом. Макроскопически это темно-серая порода порфировой текстуры слегка пористая. Порфировые вкрапленники размером до 3 мм равномерно распределены и представлены прозрачным оливином оливкового цвета, слагающим до 10-15% объема породы. Для породы характерно наличие тонких хаотично расположенных пор. Микроскопически устанавливается наличие во вкрапленниках, помимо преобладающего оливина, плагиоклаза и клинопироксена. Основная масса тонко раскристаллизована, сложена лейстами плагиоклаза, мелкими зернами клинопироксена, оливина, магнетита (довольно в большом количестве). Структура породы оливинофировая. Структуры основной массы – интерсертальная, микролитовая, пилотакситовая, текстура – флюидальная. Лейсты плагиоклаза основной массы имеют легкую ориентировку, наблюдается огибание порфировых вкрапленников. Фенокристаллы оливина имеют идиоморфные и округлые формы, характеризуются легкой трещиноватостью и частичной оплавленностью. Клинопироксен в фенокристаллах представлен титанавгитом (в проходящем свете имеет легкий сиренево-буроватый оттенок). Идиоморфен.

Встречаются исключительно идиоморфные зерна со структурой песочных часов, с секториальным погасанием. Присутствуют также зерна с зональным погасанием. По границам зерен часты многочисленные включения тонкого магнетита. Порфировые выделения плагиоклаза достаточно редки, их размер достигает 2 мм. Зерна плагиоклаза

имеют очень тонкое полисинтетическое двойникование, а иногда зональность. Внешние зоны имеют многочисленные тонкие включения магнетита, пироксена и другие тонкокристаллические минеральные фазы. Микролейсты плагиоклаза в основной массе можно разделить на две группы: 1) очень тонкие, игольчатые микрокристаллы, которые иногда имеют тонко расщепленные концы, свидетельствующие о быстрой кристаллизации; 2) более широкие призматические микрокристаллы с простыми альбитовыми двойниками (по составу соответствующие лабрадору и битовниту).

В других шлифах оливиновых базальтов, имеющих общую аналогию с вышеописанным, отмечаются гломеропорфировые выделения клинопироксена и клинопироксена с оливином. Характерно расположение оливина всегда в центре гломеропорфировых сростков, а также характерна венцовая структура. В фенокристаллах плагиоклаза наблюдается нечеткая зональность, двойникование, и очень интересные включения (клинопироксен, магнетит, тонкозернистая неопределимая субстанция) во внешней зоне в виде субпараллельных друг другу, шнуровидных образований, перпендикулярных граням плагиоклаза. Возможно, представляющие собой раскристаллизованные включения расплава.



Рис. 4. Игнимбритовые отложения верхней части кальдеры.

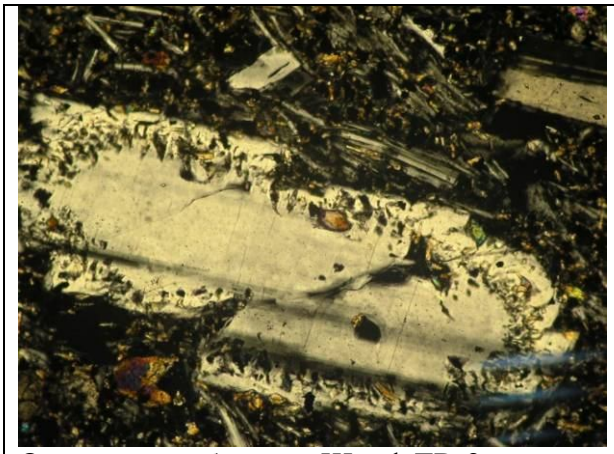
Из пород основного состава в распоряжении авторов также оказался пироксен-оливиновый базальт (TR-5) и массивный редко мелкопорфировый базальт (TR-6). Макроскопически пироксен-оливиновый базальт – это темно-серая до черного тонкопористая порода порфировой текстуры. Микроскопически устанавливается лавобрекчия. В базальтовом субстрате находятся изометричные и овальные включения пород опять же базальтового состава двух морфологических типов с зонами закалки и заливчатыми границами, размером от 0,5 до более 5 мм. Более ранний базальт включений имеет порфировую структуру (пироксен, оливин) с основной массой, представленной темным аморфным веществом (вулканическое стекло), в котором устанавливается небольшая доля тонкого кристаллического вещества. Более поздний базальт имеет также порфировую структуру (пироксен, оливин), но уже значительно раскристаллизованную микролитовую, интерсертальную основную массу, сложенную лейстами плагиоклаза, мелкими зернами пироксена,

оливина, рудного вещества и темного непрозрачного вулканического стекла. Оливин вкрапленников, размером до 1 мм, идиоморфный, слабо трещиноватый, содержит до 1-2% тончайшей (0,01 -0,03 мм) вкрапленности рудного вещества. Присутствуют редкие гломеропорфировые сростки с более поздними фенокристаллами пироксена. Пироксен вкрапленников представлен двумя генерациями разного состава: ранняя дает призматические кристаллы до 1 мм, поздняя - более мелкие идиоморфные зерна, более окрашенные, тяготеющие к периферии зерен раннего пироксена и обрастающие их.

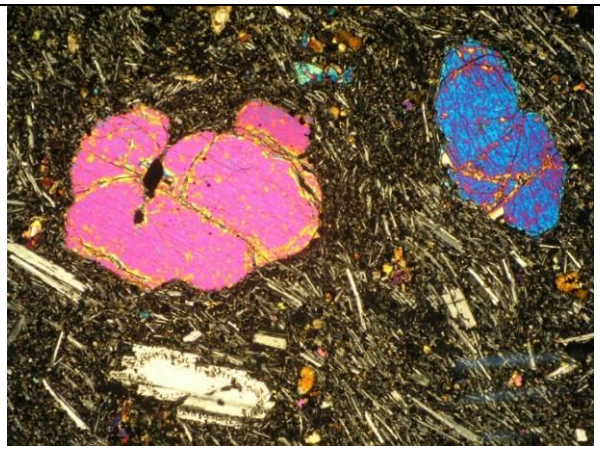
Базальт массивный редко мелкопорфировый (TR-6). Порфировые вкрапленники (1-3%) представлены оливином, пироксеном размером 0,1 – 0,3 мм. От ранее просмотренных базальтов отличается равнозернистостью, хорошей раскристаллизацией основной массы, отсутствием сильно удлиненных лейст плагиоклаза (они короткопризматические). В основной массе идиоморфные кристаллы оливина, плагиоклаза (иногда с пилообразными, зазубренными границами), мелкие зерна пироксена, рудного вещества. Структура интерсертальная.

Отложения верхней части кальдеры в имеющихся образцах представлены трахиандезитами (TR-1), и трахитами (TR-3). Образец TR-1 макроскопически представляет собой тонкозернистую тонкопористую породу светлого серовато-бежевого цвета порфировой структуры с длинно призматические фенокристаллами прозрачного плагиоклаза размером до 3-5 мм. Микроскопически устанавливается наличие двух генераций плагиоклаза: 1) ранний короткопризматический, часто с обломанными торцами, полисинтетически сдвойникованный (двойниковые полосы нечеткие, размытые) замещается по трещинам биотитом; 2) поздний более кислый (андезин-олигоклаз) длиннопризматический, идиоморфный, с четкими простыми либо полисинтетическими двойниками. В шлифе также наблюдаются: широкотаблитчатые вкрапленники калишпата (санидина) размером до 0,5 мм, часто с волнистым погасанием; гипидиоморфные вкрапленники диопсида размером до 0,3 мм; редко биотит плотной густо-бурой окраски в виде рваных таблиц размером до 0,5 мм, реже в виде идиоморфных пластин. Основная масса имеет войлочную структуру и представлена тонко раскристаллизованным стеклом, насыщенным игольчатыми микролитами полевых шпатов и примесью прозрачного игольчатого актинолита, зернышек диопсида и рудного вещества (ильменита, титаномагнетита).

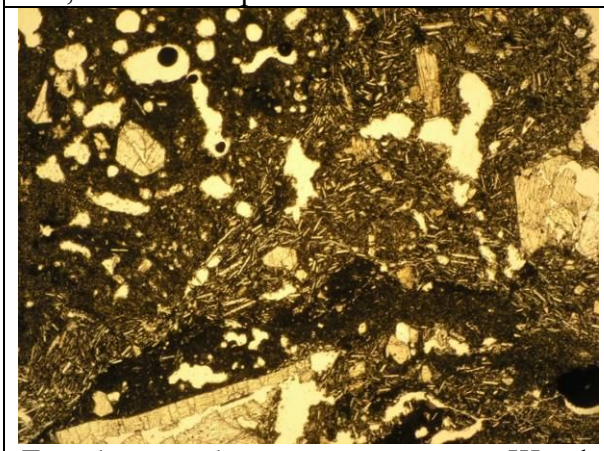
Образец TR-3 макроскопически представляет собой светло серую породу порфировой текстуры, слабо тонкопористую. Порфировые вкрапленники составляют до 15-20% породы и представлены преимущественно полевыми шпатами размером до 5 мм и в меньшей степени темноцветами размером до 2 мм. Микроскопически структура порфировая, гломеропорфировая. В порфировых выделениях присутствуют калишпат (санидин), плагиоклаз, клинопироксен и амфибол (роговая обманка). Плагиоклаз образует призматические идиоморфные фенокристаллы с широкими простыми и полисинтетическими двойниками. Санидин относительно преобладает над плагиоклазом, наблюдается в сростках с блочным строением и идиоморфных вкрапленниках с широкими двойниками с неясным двойниковым швом, для многих зерен характерно волнистое угасание. Клинопироксен слабо окрашен в желтовато-зеленоватый цвет, образует призматические идиоморфные кристаллы, иногда с обломанными торцевыми гранями и обилием включений. Вкрапленники роговой обманки редки, представлены идиоморфными длинно и коротко призматическими зернами. К темноцветам приурочены скопления рудной (магнетитовой) вкрапленности. Основная масса представляет собой тонко раскристаллизованное стекло, микролитовая полевошпатовая с тонкими игольчатыми лейстами плагиоклаза, табличками санидина, мелкими призмами санидина, обильной вкрапленностью рудного вущества и обильными тонкими иголочками актинолита.



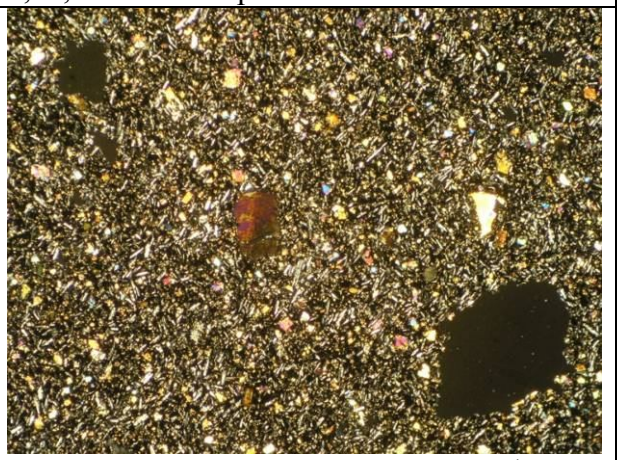
Оливиновый базальт. Шлиф TR-2. увел. 10х, с анализатором



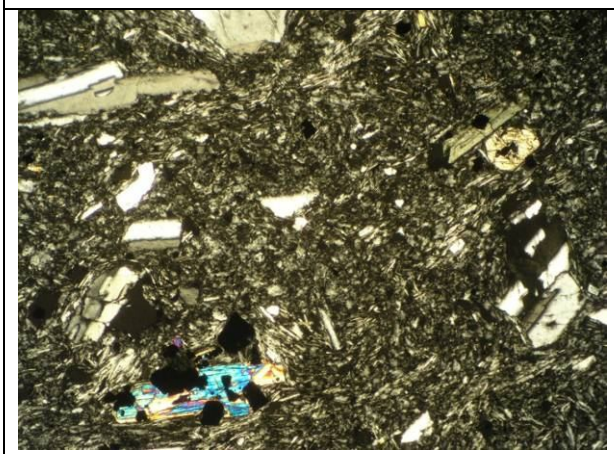
Оливиновый базальт. Шлиф TR-2. увел. 2,5х, с анализатором



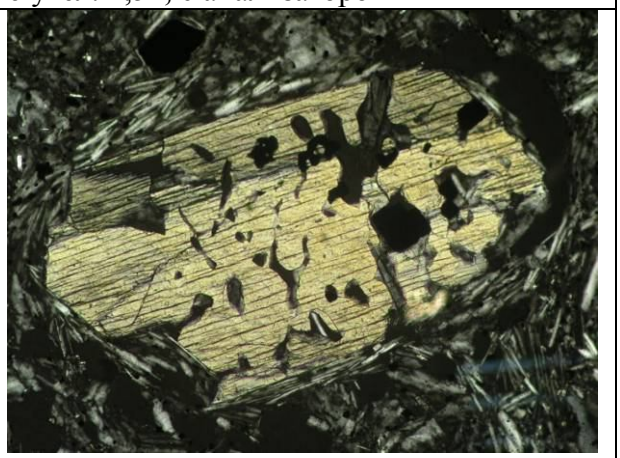
Лавобрекчия базальтового состава. Шлиф TR-5. увел. 2,5х, без анализатора



Базальт пироксен-оливиновый. Шлиф TR-6 увел. 2,5х**,** с анализатором



Трахит. ШлифTR-3. увел. 2,5х, с анализатором



Трахит. Пироксен. ШлифTR-3 увел. 10х, с анализатором

Рис. 5. Микрофотографии шлифов.

Аналитические исследования были проведены в лаборатории ФХМИ Института геологии и геохимии УрО РАН. Определение содержаний редких и редкоземельных элементов в вулканитах выполнялось на ICP-MS анализаторе ELAN 9000. Данные по окислам получены рентгеноспектральным флуоресцентным методом на СРМ-18 и на EDX- 900HS (Na_2O).

Проанализированные базальты содержат 46.2–46.4% SiO_2, 3–3.2% TiO_2, 15.4–16% Al_2O_3, 12.1–13% $Fe_{общ}$, 5.8–6.6% MgO, 9.4–9.6% CaO. Сумма щелочей (Na_2O+K_2O) составляет 5.5–5.8% с преобладанием Na над K (K_2O/Na_2O = 0.3) На диаграмме TAS (SiO_2–

$Na_2O + K_2O$) эти вулканиты попадают в поле трахибазальтов. Петрохимический ряд умеренно-щелочной. Геохимическими особенностями пород является высокое содержание Sr (1498 – 1529 г/т), содержание Rb не превышает 70 г/т. Они характеризуются высокой суммой РЗЭ при преобладании лантаноидов над тяжелыми редкими землями: $(La/Lu)_n$ - 195 – 200. Из других геохимических особенностей можно отметить высокие содержания Zr и Nb.

Другие отобранные вулканиты по классификации ВСЕГЕИ [1] относятся к щелочным трахитам: 60,1-60,9% SiO_2, высокое содержание щелочей (Na_2O+K_2O 11.9–13.8%), 17.3–18.2% Al_2O_3, 4.4–4.5% $Fe_{общ}$, 0.4% MgO, 1–1.4% CaO. Содержание РЗЭ в описываемых породах высокое. Форма кривой нормированных содержаний имеет отрицательный наклон (La_N/Yb_N 11,6 – 13). В отличие от вышеописанных вулканитов они обладают пониженным содержанием Sr и повышенным Nb.

Авторами предполагается дальнейшее более углубленное изучение имеющихся образцов, так как относительно свежие вулканиты всегда притягательны в научном плане, особенно для исследователей, работающих в регионах древнего вулканизма.

Литература

1. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. 126 с.
2. Explosive Volcanism of Tenerife, Canary Islands / Field Guide written by: Cas, R.A.F., Pittari, A., Edgar, C., Middleton, J., Marti, J. and Wolff, J.A. Cities on Volcanoes 6 Conference Tenerife, 30th May-4th June, 2010. 46 p.
3. *Schmincke H.-U., Sumita M.* Geological Evolution of the Canary Islands. Gorres-Druckerei und Verlag GmbH, Koblenz. 2010. 188 p.

АССОЦИАЦИЯ ХРОМШПИНЕЛИДА И МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В НИЖНЕАЛАБАШСКОЙ РУБИНОНОСНОЙ РОССЫПИ МУРЗИНСКО-АДУЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (СР. УРАЛ)

Мурзин В.В.[1], Кисин А.Ю.[1], Варламов Д.А.[2]

[1] Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург

[2]Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка

Наличие ассоциирующих с хромшпинелидами минералов платиновой группы (МПГ) характеризуют россыпи, связанные происхождением с мафит-ультрамафитовыми породами. На Среднем Урале массивы таких пород локализуются в четырех зонах субмеридионального простирания, выделенных на прогнозно-металлогенической карте как рудные платиноносные (рис. 1). В нашем исследовании, проведенном методами сканирующей электронной микроскопии (JEOL-JSM-6390LV, аналитик С.П. Главатских) и электронно-зондового микроанализа (Cameca SX 100, аналитик Д.А. Замятин) изучена ассоциация хромшпинелида и МПГ из ложковых рыхлых отложений Нижнеалабашского лога, расположенного в западной части Мурзинско-Адуйского гранитогнейсового комплекса. Этот комплекс разделяет Салдинско-Сысертскую (на западе) и Алапаевскую (на востоке) платиноносные зоны.

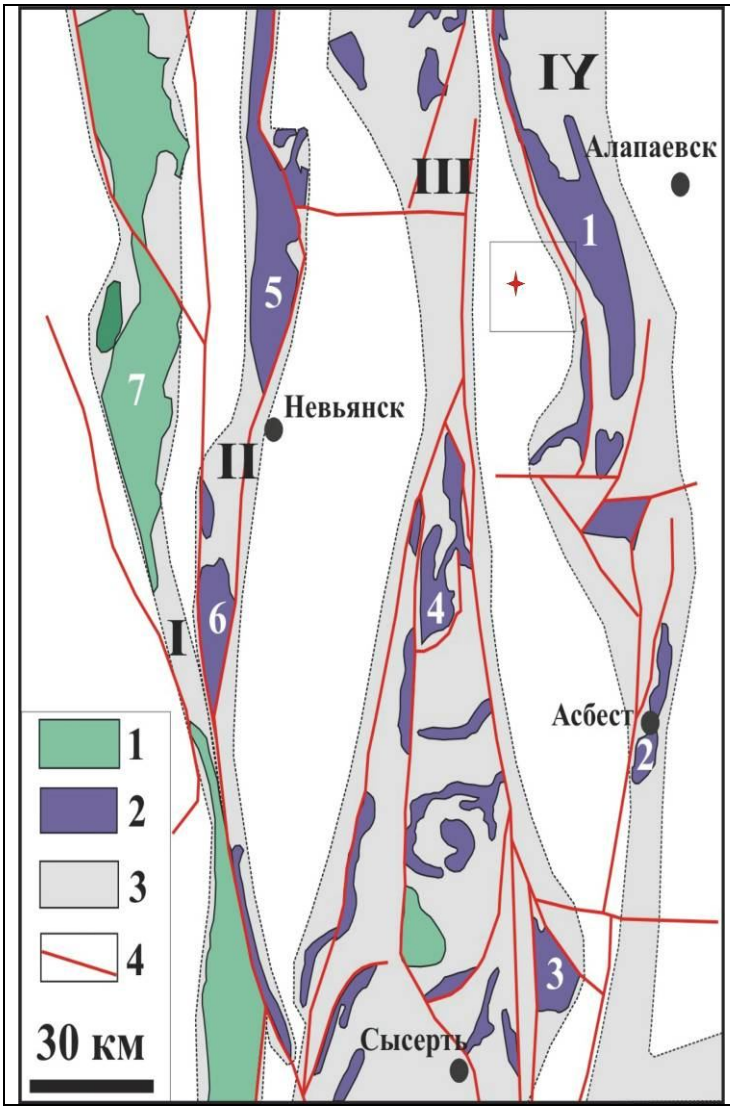


Рис. 1. Схема расположения массивов платиноносных мафит-ультрамафитовых пород Среднего Урала на основе прогнозно-металлогенической карты платиноносных формаций [3].

Условные обозначения: 1 – дунит-клинопироксенит-габбровая ассоциация, 2 – дунит-гарцбургитовая офиолитовая ассоциация (дунит-гарцбургитовый и краевой дунит-верлит-клинопироксенитовый комплексы), 3 – платиноносные зоны (I – Платиноносный пояс Урала, II – Серовско-Невьянская, III – Салдинско-Сысертская, IV – Алапаевская) и наиболее крупные массивы (1 – Алапаевский, 2 – Баженовский, 3 – Ключевской, 4 – Первомайский, 5 – Верхне-Тагильский, 6 – Верх-Нейвинский, 7 – Нижне-Тагильский), 4 – тектонические нарушения. Положение геологической карты Алабашского участка отмечено прямоугольной областью. Звездочкой показано место обнаружения МПГ.

Нижнеалабашский участок расположен в западной части метаморфического комплекса в 10 км к ССВ от д. Мурзинка. В его пределах широко известно Алабашское поле миароловых пегматитов с драгоценными камнями, а также коренное проявление рубина. Участок сложен гнейсами, гнейсо-гранитами, кварц-биотитовыми сланцами, амфиболитами, кварцитами и мраморами, а также небольшими телами серпентинитов, которые можно рассматривать в качестве одного из возможных коренных источников хромшпинелида и МПГ (рис. 2). В качестве других источников данной ассоциации могут выступать Алапаевский ультрабазитовый массив, расположенный в 10-12 км восточнее, и небольшие тела серпентинитов в 7-8 км к западу в Салдинско-Сысертской платиноносной зоне.

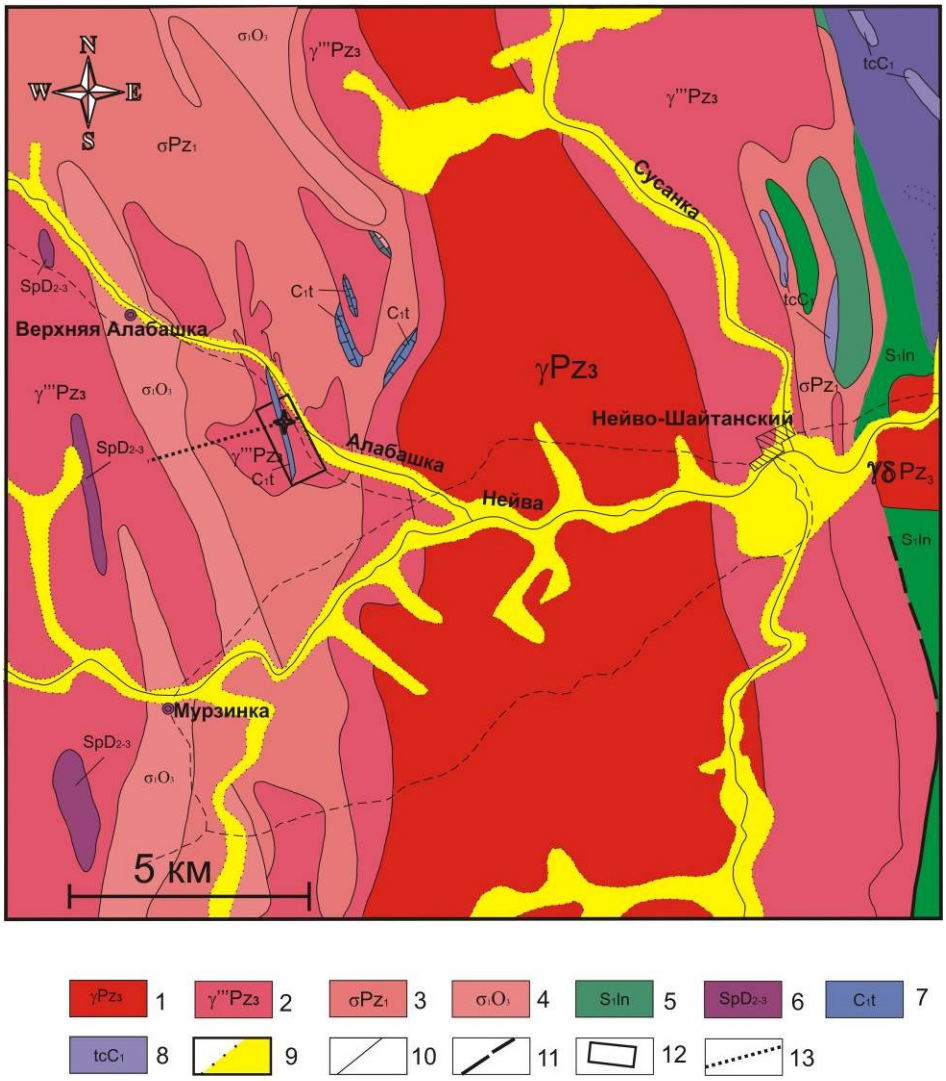


Рис. 2. Схематическая геологическая карта участка «Алабашка» и его окрестностей (по А.В. Коровко, с упрощениями и дополнениями).
Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения; 2 – мраморы, силикатные мраморы; 3 – гнейсы амфиболовые; 4 – сланцы кремнистые, углисто-кремнистые, кварциты, зеленые сланцы; 5 – гнейсы биотитовые; 6 – гранито-гнейсы; 7 – граниты биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные; 8 – талькиты; 9 – серпентиниты; 10 – геологические границы; 11 – крупные тектонические нарушения; 12 – участок поисковых работ на благородный корунд; 13 – Нижнеалабашский лог.

МПГ встречены в шурфах ЗАО «Терра-97» в Нижнеалабашском логу при поисковых работах на благородный корунд. Шурфы с МПГ расположены очень компактно, на участке 10х15-20 м, за пределами которого МПГ не зафиксированы. Шурфы вскрыли разрез аллювиально-делювиальных ложковых отложений и коры выветривания подстилаю-

щих пород, представленных кварц-биотитовыми сланцами, амфиболитами, гнейсами, гранитами, пегматитами, биотитовыми слюдитами. Мощность аллювиально-делювиальных отложений составляет 1.5-2.0 м. Гравийно-галечный материал несортированный, слабо окатанный, представлен преимущественно кварцем и калиевым полевым шпатом. Тяжелая фракция шлихов состоит из магнетита, хромшпинелида, монацита, циркона, ильменита, рутила, сфена, корунда, гранатов уваровит-гроссулярового ряда, амфиболов, диопсида, самородного золота и МПГ.

Нами установлено, что значительная часть изученных зерен хромшпинелида из шлихов принадлежит его метаморфизованной разновидности, содержащей повышенное количество цинка (рис. 3). По соотношению Fe/Fe+Mg и Cr/Cr+Al лишь небольшая часть зерен аналогична акцессорной хромшпинели Алапаевского массива или хромититов Ключевского массива, локализующегося в южной части Салдинско-Сысертской платиноносной зоны. В то же время существенная часть зерен хромшпинелида отвечает составу рудным хромшпинелидам латераль-секреционного, ортомагматического и особенно метасоматического генетических типов Кемпирсайского рудного поля на Ю. Урале.

Из 65 изученных зерен МПГ, крупность которых варьирует от 0.1 до 0.8 мм, 42 зерна принадлежит минералам системы Os-Ir-Ru (Pt, Rh), 21 зерно – системе Pt-Fe (Ir, Rh, Pd) и 2 зерна отвечают сперрилиту $PtAs_2$.

Рутениевые осмириды представлены слабо окатанными частицами размером 0.2-0.7 мм. Типовые химические составы зерен приведены в табл. 1. Минеральные включения в осмии представлены лауритом и платиной, близкой по составу к изоферроплатине, а в рутении – Pt-Fe фазой, отвечающей формуле $(Fe,Cu,Ni)(Pt,Rh,Ir)_2$.

Таблица 1. Химический состав типовых зерен минералов системы Os-Ir-Ru россыпи Алабашского лога, мас.%.

№ зерна	Fe	Ru	Rh	Ir	Pt	Ni	Os	Cu	Pd	Total	Минерал
9	0.39	10.54	8.44	67.21	1.67	0.0	9.21	0.0	0.0	97.46	Ir,Ru,Rh,Os
10	0.26	1.64	0.67	56.94	3.11	0.11	35.87	0.0	0.10	98.7	Ir,Os
11	0.91	5.06	3.08	52.59	6.99	0.12	31.08	0.0	0.09	99.92	Ir,Os,Ru,Pt,Rh
16	0.18	0.64	0.04	41.97	0.0	0.0	58.84	0.02	0.15	101.8	Os,Ir
29	0.01	17.31	0.39	23.48	0.0	0.0	58.41	0.0	0.13	99.73	Os,Ru,Ir
36	0.11	0.56	0.14	29.55	1.68	0.01	67.21	0.01	0.06	99.33	Os,Ir
38	0.09	27.33	0.75	12.05	0.0	0.01	60.08	0.0	0.06	100.4	Os,Ru,Ir
30	0.02	45.20	0.0	5.41	0.67	0.03	49.08	0.0	0.11	100.5	Ru,Os,Ir
32	0.03	26.68	0.36	19.07	5.76	0.0	47.13	0.0	0.02	99.05	Ru,Os,Ir,Pt
34	0.57	22.16	0.9	36.3	1.42	0.07	38.97	0.0	0.0	100.4	Ru,Os,Ir
48	0.12	42.04	0.14	20.52	0.57	0.04	36.08	0.0	0.07	99.58	Ru,Os,Ir

Примечание. Количественный анализ минералов выполнен при ускоряющем напряжении 15 кВ, силе тока электронного зонда 20 нА, времени накопления импульсов на пике 10 с, на фоне – 5 с, размер аналитической точки 1-2 мкм. Использованы кристалл-анализаторы TAP, PET, LIF и следующие аналитические линии и стандартные образцы: Ru L_α, Rh L_α, Pd L_β, Os M_α, Ir L_α, Pt L_α, Ni K_α (металлы), Te L_α (теллурид ртути), Sb L_α (антимонид галлия), Fe K_α, Cu K_α, S K_α (халькопирит), As L_α (арсенид индия). Выполнен учет спектральных наложений линий.

В иридии при низких содержаниях Cu, Ni и Pd (менее 0.1-0.2 мас.%), тем не менее, обнаруживаются многочисленные включения минералов этих элементов – купроиридсит $Cu(Ir,Rh)_2S_4$, кейтконит Pd_3Te, палладистая изоферроплатина $(Pt,Pd)_3Fe$, а также фазы $Pd_3(As,Te)$, $(Cu,Ni)Pd_4S_2$, $(Pd,Cu)_3(Te,S)$, дигенит $(Cu,Fe)_2S$, фаза $(Cu,Fe)_3S_2$.

Зерна железистой платины размером 0.1-0.8 мм имеют среднюю степень окатанности и уплощенную или комковидную форму. Их химический состав отвечает железистой платине, т.е. кубическим твердым растворам Pt и Fe. Содержание железа варьирует от 6.0 до 9.9 мас.% (17-27 ат.% Fe). В заметных количествах присутствуют (мас.%): Cu до 1.8, Ir до 3.8, Rh до 2.5, Os и Pd до 1.5. Включения в железистой платине разнообразны – хромшпинелид, самородные осмий и иридий, сульфиды меди, железа, родия, платины, палладия, рутения, а также арсенид родия и платины (табл. 2). Состав двух изученных включений хромшпинелида принадлежит высокохромистой его разновидности (мас.%): Cr_2O_3 55.1-55.3; FeO 21.4-21.9; Al_2O_3 7.5-7.8; MgO 9.17-9.57; TiO_2 0.24-0.26.

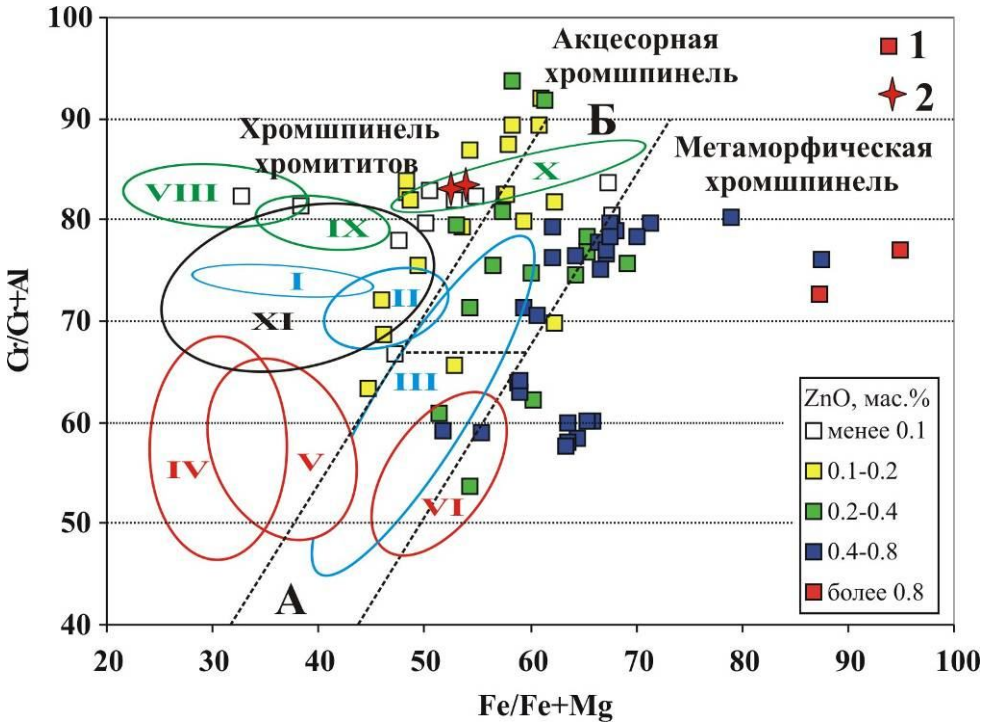


Рис. 3. Составы хромшпинелидов с различным содержанием ZnO из отложений Алабашского лога (1) и из включений в железистой платине (2) на диаграмме "железистость ($Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$)" – "хромистость (Cr/Cr+Al)".
На диаграмму нанесены поля: акцессорного хромшпинелида из гарцбургитов (А) и дунитов (Б) из офиолитовых гипербазитов Урала [7]; рудных и акцессорных хромшпинелей западного (I-III) и восточного (IV-VI) блоков Алапаевского массива [5]; рудных хромшпинелидов латераль-секреционного (IX), ортомагматического (YIII) и метасоматического (X) генетических типов Кемпирсайского рудного поля [6]; хромититов Ключевского массива, в которых заключены МПГ Os-Ir-Ru ассоциации (XI) [8]. Поля А, Б, II, III и VI – состав акцессорного хромшпинелида; поля I, IV, V, VIII, IX-XI – состав рудного хромшпинелида.

Сперрилит представлен слабо окатанными изометричными кристаллами размером 0.1-0.3 мм. Его состав практически идеально отвечает формуле $PtAs_2$.

Известно, что совмещение минералов Os-Ir-Ru и Pt-Rh-Pd ассоциаций свойственны минерализации нуралинско-верхнейвинского типа, характеризующего хромититы зон перехода дунит-гарцбургитовых серий пород к краевым полосчатым дунит-клинопироксенитовым [2]. На Ср. Урале такие хромититы присущи офиолитовым массивам Серовско-

Невьянской платиноносной зоны. На Ср. Урале МПГ нуралинско-верхнейвинского типа минерализации наиболее полно изучены в Верх-Нейвинском массиве [1,4]. Сравнительный анализ минералогии платиноидов в россыпях Верх-Нейвинского массива и Алабашского лога показывает, что, несмотря на сходство в совмещенности в этих россыпях МПГ Os-Ir-Ru и Pt-Rh-Pd ассоциаций, имеются и существенные различия, проявленные в количестве парагенезисов, набору и составу МПГ Os-Ir-Ru и Pt-Rh-Pd ассоциаций.

В россыпях Верх-Нейвинского массива выделены последовательно образующиеся парагенезисы МПГ – первичный, вторичный коррозионный и вторичный наложенный. Комплекс вторичных МПГ сформирован при коррозии зерен первичных парагенезисов и обрастания их вновь образованными МПГ. В Нижнеалабашской россыпи признаки многогенеративности, коррозии и обрастания одних МПГ другими отсутствуют. Выявлены также существенные различия в составе МПГ системы Os-Ir-Ru. Если в Верх-Нейвинском массиве вариации составов рутениевых осмиридов описываются иридиевым и рутениевым трендами, то в Нижнеалабашской россыпи иридиевый тренд сочетается с ранее не выделявшимся в литературе осмий-рутениевым трендом (рис. 4). Россыпи Верх-Нейвинского массива отличаются и по широкому набору минералов собственно платины, где помимо сперрилита и кубических Pt-Fe сплавов распространены и тетрагональные (тетраферроплатина, туламинит, ферроникельплатина).

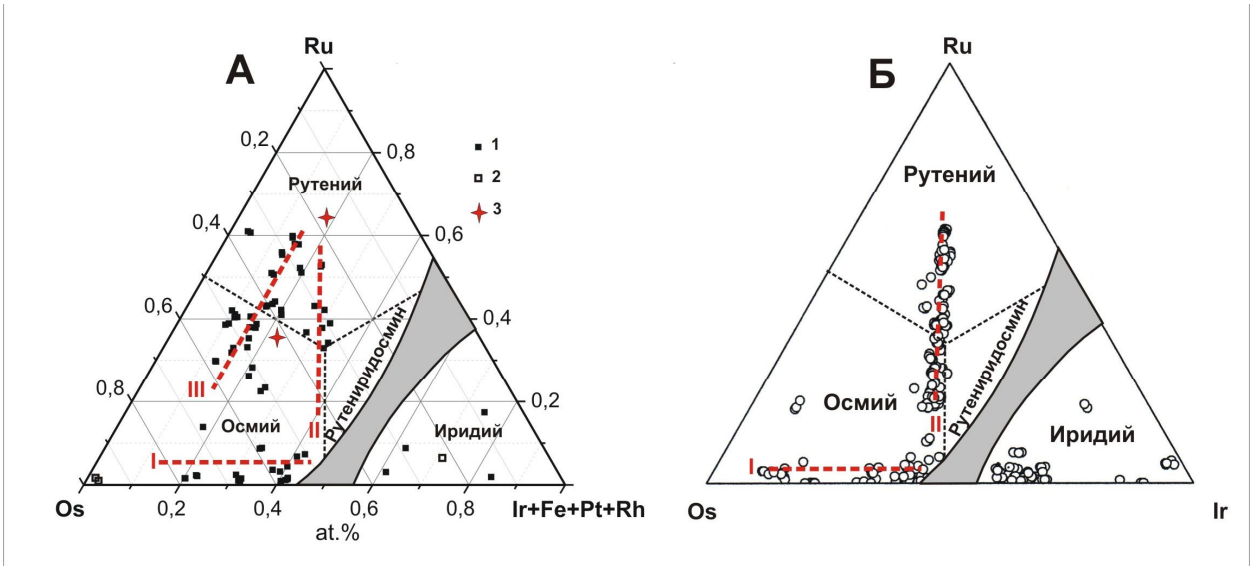


Рис. 4. Состав минералов системы Os-Ir-Ru Нижнеалабашской россыпи (А) и россыпей Верх-Нейвинского массива (Б). Минералы представлены самостоятельными частицами (1) или находятся в виде включений в железистой платине (2). Звездочкой (3) показаны анализы осмия и рутения из хромититов Ключевского массива [8]. Серое поле – область несмесимости твердых растворов. Тренды вариаций составов: I – иридиевый, II – рутениевый, III – осмий-рутениевый.

Таблица 2. Химический состав включений в зернах платины, мас.%.

№ зер - точки	Ru	Os	Ir	Rh	Pt	Pd	Fe	Cu	Ni	As	S	Сумма	Кристаллохимическая формула	Минерал
1-3	3.10	29.13	52.74	2.21	12.28	0.00	0.52	0.00	0.04	0.00	0.00	100.02	Ir,Os,Pt,Ru,Rh	иридий
3-2	0.20	98.20	0.19	0.84	0.55	0.00	0.02	0.07	0.07	0.03	0.00	100.17	Os	осмий
3-3	0.23	97.15	1.83	0.48	0.23	0.06	0.00	0.02	0.09	0.00	0.01	100.10	Os	осмий
2-2	0.13	0.21	1.87	49.87	18.11	0.39	1.71	0.09	0.01	26.10	0.00	98.49	$(Rh,Pt,Ir,Fe)_2As$	родарсенид ?
4-2	0.17	0.00	2.55	30.86	17.15	0.45	6.37	12.11	1.47	0.00	30.26	101.39	$(Cu,Fe,Ni)(Rh,Pt)_2S_4$	купрородсит-маланит
4-3	0.00	0.09	0.48	2.29	27.33	20.48	13.32	16.76	0.57	0.01	17.50	98.83	$(Cu,Fe)_3(Pt,Pd,Rh)_2S_3$	неназванный
64-2	47.65	11.56	2.70	1.16	0.51	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00	36.01	99.65	$(Ru,Os)S_2$	лаурит

Коснемся вопроса о местоположении коренных источников МПГ в Нижнеалабашском логу. В Mz-Kz время на восточном склоне Урале устойчиво преобладает снос с запада на восток. Поэтому наиболее вероятен снос данных МПГ с запада. Но на смежной Салдинско-Сысертской металлогенической зоне в рассматриваемом широтном интервале россыпей МПГ не известно. На космоснимках не фиксируются также признаки палеорусел. Нахождение МПГ на участке очень компактное, только в головке ложковой россыпи, совместно с золотом, что трудно объяснить существенным переносом и сортировкой этих металлов водным потоком. Вместе с МПГ в логу отмечается повышенное содержание хромшпинелида, лишь небольшая часть зерен которого аналогична акцессорным хромшпинелидам Алапаевского массива или хромититов Ключевского массива. К сожалению, мы пока не располагаем данными по составувнутренних участков Мурзинско-Адуйского блока.

По совокупности геологических признаков, условий нахождения, необычному осмий-рутениевый тренду вариаций состава гексагональных сплавов Os-Ir-Ru системы нельзя исключать из возможных коренных источников МПГ Нижнеалабашского лога мелкие тела ультрабазитов, залегающие среди гранитогнейсов Мурзинского массива.

Исследование выполнено при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН (проект 12-И-5-2068).

Литература

1. *Баданина И.Ю., Малич К.Н., Мурзин В.В. и др.* Минералого-геохимические особенности платиноидной минерализации Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива (Средний Урал, Россия) // Ежегодник-2012. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 160. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2013. С. 188-192.
2. *Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Неустроева И.И., Нестерова С.И.* Распределение и формы нахождения ЭПГ в ультрамафитах и хромовых рудах альпинотипных комплексов Урала// Ежегодник-2007 / Институт геологии и геохимии УрО РАН. Информационный сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 299-307.
3. *Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А. и др.* Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург: УГСЭ, 2001. 199 с.
4. *Мурзин В.В., Суставов С.Г., Мамин Н.А.* Золотая и платиноидная минерализация россыпей Верх-Нейвинского массива альпинотипных гипербазитов (Средний Урал). Екатеринбург: Изд. УГГГА, 1999. 93 с.
5. *Чащухин И.С., Вотяков С.Л.* Ультрамафиты Алапаевского массива (Средний Урал): петрология, геохимия, хромитоносность // Литосфера, 2012. № 4. С. 140-157.
6. *Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Щапова Ю.В.* Кристаллохимия хромшпинели и оксибарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2007. 310 с.
7. *Чащухин И.С., Мамина В.М., Сурганов А.В. и др.* Закономерности состава акцессорной и рудообразующей хромшпинели в ультрамафитах Первомайского массива // Ежегодник-2003 / Институт геологии и геохимии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2004. С. 206-217.
8. *Zaccarini F., Pushkarev E., Garuti G.* Platinum-group element mineralogy and geochemistry of chromitite of the Kluchevskoy ophiolite complex, central Urals (Russia) // Ore Geology Reviews, 2008. Vol. 33. P. 20–30.

АГАТОВЫЕ РОССЫПИ РЕКИ КАЧА (КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ)

Налобина С.С., Карнаухова О.М., Доминник А.А.
Сибиркий федеральный университет, г. Красноярск

Агаты таят в себе неповторимые, созданные самой природой узоры. Многократно повторяющиеся ритмы в строении некоторых агатов указывают на периодически - ритмический характер их образования. В России и мире известны многочисленные месторождения и проявления агатов. Аллювиальные россыпи декоративных халцедонов и агатов известны и недалеко от г. Красноярска – в верховьях крупных притоков р. Енисей – р. Кача и Кемчуг. К сожалению, степень изученности этих проявлений слабая. В аллювиальных русловых и террасовых отложениях р. Кача – левого притока р. Енисей содержится галька цветных халцедонов и агатов (рис. 1). Размеры галек – от 1 до 11 см, в среднем – 3 – 5 см в поперечнике. Халцедоновая и агатовая галька не трещиновата и часто очень декоративна. Содержание гальки цветных халцедонов и агатов в аллювии р. Кача крайне неравномерное, но в среднем – не более 0,25 – 0,5 кг/м^3 [2].



Рис. 1. Аллювиальные агатсодержащие россыпи в долинер. Кача (район пос. Емельяново).

По окраске и рисунку выделяются следующие разновидности: однотонные в различной степени просвечивающие плотные халцедоны медово-желтой, оранжево-желтой (бледные сердолики), желтовато-бурой, бурой, светло-желтой и светлой буровато-серой окраски, которая обусловлена тонкодисперсными примесями гидроокислов железа. При медленном нагреве бурых халцедонов в течение 2 – 3 часов при температуре около 300^{o}C наблюдается изменение их цвета на розовато-красный и красновато-оранжевый. При этом существенно возрастает просвечиваемость большинства халцедонов – до 1 – 1,5 см.

Агаты Качинской аллювиальной россыпи также разнообразны по цвету. Резко преобладают агаты, в которых чередуются слои халцедона различных оттенков бурого и желтого цвета со светлоокрашеными слоями белого или почти белого цвета, сложенными халцедоном или тонкозернистым кварцем (рис. 2а). Гораздо реже встречаются темноокрашенные (черные, темно-серые и темно-коричневые) с контрастным тонким «муаровым» черно-белым или темно-коричнево-желтым рисунком, которые наиболее декоративны (рис. 2б). Большинство агатов имеет четко выраженное концентрически-зональное строение, связанное с разной интенсивностью прокрашивания различных слоев тонкодисперсными гидроксидами железа и углеродистым веществом (рис. 2а, б). В центре некоторых агатовых жеод наблюдаются щетки мелких призматических кристаллов буроватого полупрозрачного кварца или горного хрусталя (рис. 2а). В значительно меньшем количестве встречаются очковые (глазчатые) агаты – с концентрически-зональным строением (рис. 2 в) и агаты с плоско-параллельным рисунком (типа ониксов) (рис. 2 г).

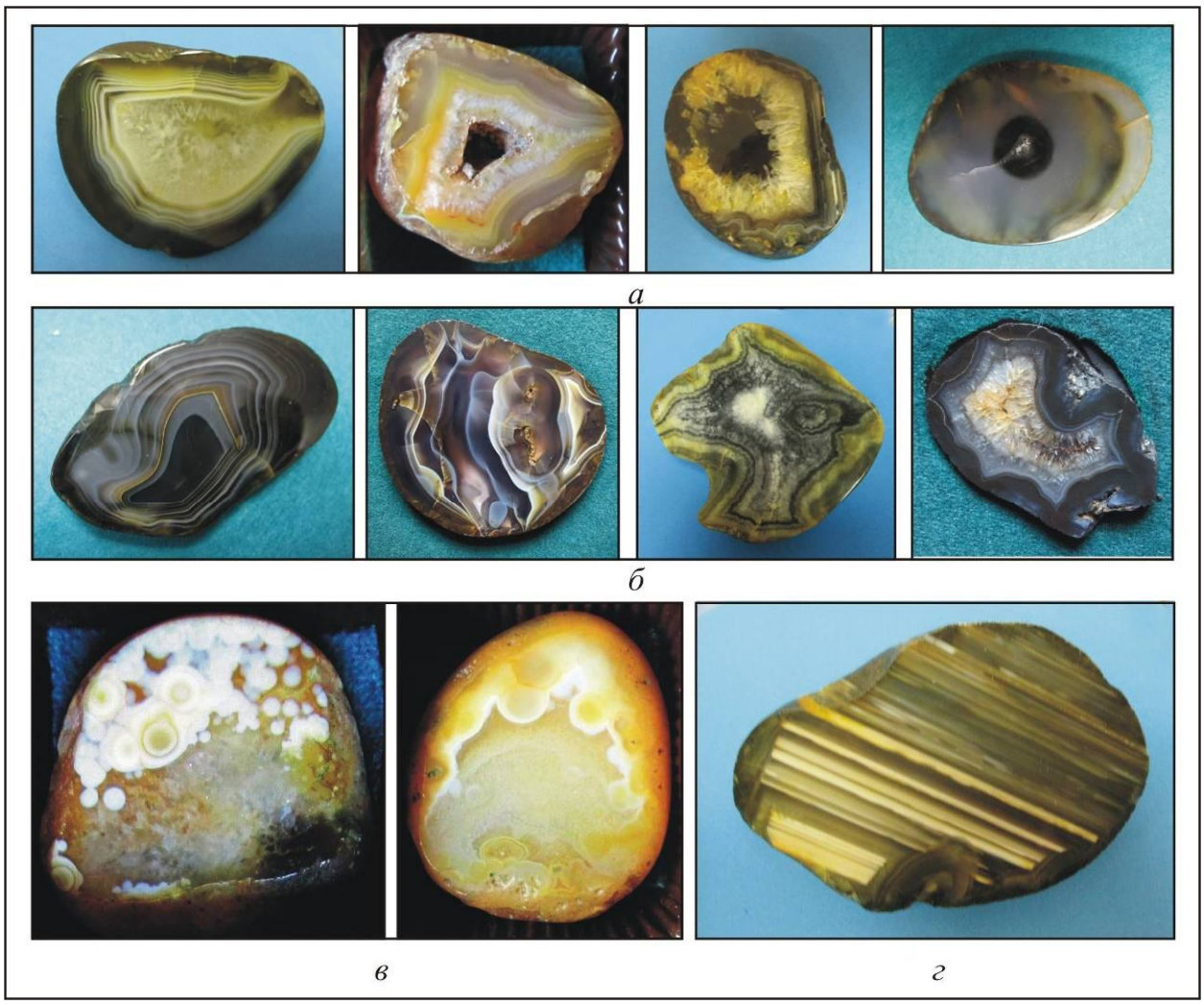


Рис. 2. Различные типы агатов: а и б – концентрически-зональные; в – очковые (глазковые); г – параллельно-полосчатые.

Форма агатовых и халцедоновых галек часто весьма причудлива. На их поверхности нередко наблюдаются многочисленные углубления и неровности различных размеров (рис. 3). Она может быть почти изометричной, удлиненной или уплощенной. Увидеть рисунок агата можно только после того как галька будет распилена (рис. 3, внизу). Но существует ряд признаков, позволяющих отличать декоративные агаты и халцедоны от обычной гальки кремнистых пород и жильного кварца. Такими признаками являются наличие на поверхности галек характерной блестящей корки черного, темно-серого или коричневого цвета, наличие следов питающих каналов в виде углублений округлой или овальной формы различной величины. Иногда, хотя и редко, на поверхности галек отчетливо виден концентрически-зональный или параллельно-слоистый рисунок (рис. 3).

Полупрозрачные и просвечивающие халцедоны иногда выделяются на общем фоне аллювиальных галечников при косом освещении яркими солнечными лучами. В составе аллювиальных отложений р. Кача наряду с агатами и халцедонами можно найти в небольшом количестве и другой коллекционно-поделочный материал - гальки и мелкие валуны декоративных яшм различных оттенков красного, коричневого и желтовато-бурого цвета (иногда пейзажные), а также конкреции марказита причудливой формы.

Накопление цветных халцедонов и агатов в аллювиальных россыпях, вероятнее всего связано с разрушением в результате процессов физического и химического выветривания и размыва ручьями и реками миндалекаменных эффузивов позднеордовикского и раннедевонского возраста, мощные (до 3 км) толщи которых известны в окрестностях г. Красноярска (трахибазальт-трахитовые вулканогенные породы имирской и покровы ще-

лочных базальтоидов карымовской свиты). Эти эффузивы в верхних частях потоков нередко содержат многочисленные миндалины размерами от первых миллиметров до 5 - 7 см. В результате петрографического изучения шлифов установлено, что миндалины выполнены халцедоном, кварцем, кальцитом и хлоритом. Наиболее крупные миндалины обычно имеют отчетливо-зональное строение. Вероятно, в аллювии постепенно накапливались наиболее прочные миндалины, сложенные халцедоном и кварцем. Источником кремнезема, вероятно, служили сами вмещающие эффузивы. Не исключено, что халцедоновая и агатовая галька попадала в аллювиальные россыпи р. Кача и при разрушении базальных конгломератов в основании макаровской свиты мезозойского возраста. Хотя источником такой гальки и в этом случае, скорее всего, служили те же палеозойские эффузивы.



Рис. 3. Вверху - различная форма галек агатов, на поверхности некоторых из которых хорошо различим рисунок и видны углубления, соответствующие питательным каналам; внизу – распиленные гальки агатов из Качинской аллювиальной россыпи.

Некоторые вопросы генезиса агатов до сих пор остаются дискуссионными. Установлено, что тонкополосчатая текстура халцедоновых пород может возникать не только в условиях закрытых камер – в миндалинах, кавернах осадочных пород и полостях некоторых раковин, но известны и жильные агатоподобные образования. Ритмичность строения агатов выражается в том, что в течение каждого цикла сначала обычно отлагается тонковолокнистая масса халцедона, которая нередко имеет муаровое строение. В конце каждого цикла кристаллизация оставшегося геля в результате снижения концентраций кремнезема происходит медленнее, и образуются не тонкие халцедоновые волокна, а относительно более крупные кристаллики кварца. В периодичности агатовых агрегатов можно выделить ритмы разных порядков. Такое периодически-ритмичное строение агатов свидетельствует о том, что питание камер растворами протекало прерывисто, а поступление самих растворов имело периодически - ритмический характер и с течением времени состав обогащенных кремнеземом растворов мог существенно меняться. Вероятно, приток растворов мог медленно затухать вместе с охлаждением лавовых пород, содержащих агатовые миндалины. Хотя, наиболее вероятно, что заполнение большинства газовых пустот и образование миндалин происходило многие миллионы лет спустя после полного затухания вулканизма. Б.З. Кантором достаточно убедительно доказано, что агаты не могли образоваться из гелей или из истинных растворов возникнуть в закрытых системах и не могли расти только за счет диффузии кремнезёма в неподвижных средах, и сделан вывод о том, что агаты образовывались только с участием проточных растворов [3].

Не до конца решен вопрос и о природе окраски агатов. Еще в начале прошлого века Р.Е. Лизеганг (R. Liesegang) объяснял образование окрашенных слоев в агатах присутствием тонкодисперсных пигментов в самих коллоидных растворах («кольца Лизеганга») [5]. П.П. Пилипенко, в тридцатые годы прошлого столетия, не соглашаясь с доводами Лизеганга, считал, что «ритмические наслоения могли идти и при полном отсутствии пигмента, а потому роль пигмента в образовании агатовых структур несущественна» [4]. Экспериментальное изучение поведения красящего пигмента в процессе кристаллизации халцедона и кварца показало, что пигмент выталкивается из поля кристаллизации и обычно играет пассивную роль. То есть прокрашивание отдельных слоев агатов могло происходить уже после их образования [1]. Авторы разделяют точку зрения о вторичной природе цветного пигмента, отлагающегося в некоторых слоях агатов уже после того, как сами агаты уже полностью сформировались. Это подтверждается и существованием известных с древних времен технологий искусственного окрашивания природных агатов, в том числе, и минеральными пигментами, основанных, как стало известно в последнее время, на наличии тончайших проницаемых каналов, ориентированных параллельно волокнам в слоях халцедона [1].

Литература

1. *Годовиков А.А.* Агаты/ А. А. Годовиков, О.И. Рипинен, С.Г. Моторин. М: Недра. 1987. - 368 с
2. *Задисенский Ю.А., Ананьев С.А.* Камнесамоцветное сырье Красноярского края. // Природные ресурсы Красноярского края. Часть 5, № 20, 2014. С. 110 – 115.
3. *Кантор Б.З.* Видом как деревце // Минералогический альманах, 2006, т. 10. С. 92-100.
4. *Пилипенко П.П.* К вопросу о генезисе агатов // Бюлл. Моск. общества испытателей природы, отд. геологии. 1934. Т. XII (2). С. 278-295.
5. *Liesegang R.E.* Die Achate. Dresden, Leipzig: Theodor Steinkopff, 1915. 126 S

ПЕРВАЯ НАХОДКА В СИХОТЭ-АЛИНЕ УНИКАЛЬНЫХ ПО СОСТАВУ МНОГОКОМПОНЕНТНЫХ ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

Перевозникова Е.В., Казаченко В.Т., Лаврик С.Н., Сафронов П.П.
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В шлиховых пробах одного из ключей Мокрушинской площади обнаружены многочисленные частицы желтого, красного и белого цвета металлического облика Ø ≤ 0,07 мм, состоящие из твердых растворов Au, Ag, Hg, Sb, Pb, Sn, Cu, Ni, Zn и Co (в разных комбинациях). Целью данных исследований являлось выяснение генезиса этих образований и определение коренных источников благородных металлов.

Мокрушинская площадь расположена в Ольгинском рудном районе Таухинского террейна. Она сложена юрскими и раннемеловыми терригенно-турбидитовыми хаотическими образованиями неокомской аккреционной призмы с олистолитами и олистоплаками пермско-юрских кремнистых и глинистых отложений и девон-пермских рифов. Осадочные отложения прорваны и перекрыты позднемеловыми преимущественно кислыми породами Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса и продуктами палеогенового кислого, бимодального и высокоглиноземистого базальтового вулканизма Хасано-Амурского ареала.

Предпочтение было отдано изучению неполированных частиц по целому ряду причин. Прежде всего, из-за полировки становится невозможным изучение микроморфологии поверхности частиц, а также химического состава содержимого пор и покрывающих частицы пленок. Это обстоятельство исключает возможность решения важнейших вопросов - выяснения генезиса (эндогенного или экзогенного) частиц (по микроморфологии их поверхности), а также получения сведений об элементном составе среды минералообразования (по содержимому пленок и пор) и роли органического вещества в процессах минералообразования. Многие частицы, представляющие собой совокупность мельчайших зерен различных минералов в жидкой субстанции (самородной ртути), очевидно, вообще невозможно отполировать. Они будут просто “размазаны” на твердых поверхностях. Наличие соединений Hg с очень низкой (как можно предполагать) твердостью может привести к загрязнению поверхности частиц тончайшими “примазками” растертого материала и к искажению реальных составов минералов. С другой стороны, высокая локальность метода (специально использовался электронный микроскоп с энергодисперсионной приставкой, а не рентгеноспектральный микроанализатор) и возможность выбора достаточно ровных, перпендикулярных к электронному пучку участков неполированных частиц (контроль осуществлялся по резкому изображению всей поверхности при большом увеличении) позволяет получать хорошие результаты для минералов, сложенных, тяжелыми металлами (из-за высоких атомных масс даже значительные погрешности в определении масс. % мало сказываются на коэффициентах в формулах). Кроме того, имеются (и использовались) неограниченные возможности для контроля достоверности результатов по их воспроизводимости (путем многократных определений в пределах одного и того же зерна минерала).

Из-за обилия соединений ниже кратко охарактеризованы только наиболее часто встречающиеся минералы. Частицы, выделенные из шлихов, закреплялись на электропроводящем скотче, наклеенном на горизонтальную поверхность специального столика. Анализы выполнялись без предварительного напыления частиц (из-за их электропроводности) в Центре коллективного пользования ИБМ ДВО РАН с помощью РЭМ «EVO 40XVP» фирмы “Carl Zeiss” (Германия), оснащенном энергодисперсионным рентгеновским спектрометром INCA Energy с “безазотным” полупроводниковым детектором (ООО “Oxford Instruments”, Англия). Поверхность частиц местами покрыта пленками органики, гидро-

ксидов Fe и силикатов, с которыми связано присутствие в анализах C, N, O и породообразующих элементов.

Недостаток сумм в анализах (табл.1, 2), нормированных на 100 масс.%, связан с исключением из них содержаний C, N и O из-за невысокой точности количественных определений этих элементов.

Таблица 1. Результаты изучения химического состава самородного золота с примесями Cu, Pb, Hg или Co и состава “медистого золота”.

ч	у	а	Fe	Si	Au	Hg	Co	Ni	Cu	Zn	Минерал	Формула
14	**1**	**2**			77.65		0.49		2.79		золото	$Au_{0,88}Cu_{0,10}Co_{0,02}$
	2	**1**	0.50		80.22				1.65		золото	$Au_{0,94}Cu_{0,06}$
21	**2**		3.14	0.59	70.60						золото	$Au_{0,98}Pb_{0,02}$
27	**1**	**1**			70.69	13.41	1.05				золото	$Au_{0,81}Hg_{0,15}Co_{0,04}$
		2			30.78	7.12	1.34				золото	$Au_{0,73}Hg_{0,16}Co_{0,11}$
58	**1**	**1**			81.73	11.16	1.06				золото	$Au_{0,85}Hg_{0,11}Co_{0,04}$
67	**1**	**2**		0.08	80.11		1.14				золото	$Au_{0,95}Co_{0,05}$
31	**1**	**1**			90.12		0.82				золото	$Au_{0,97}Co_{0,03}$
69-3	**2**	**1**			63.76			7.34	24.56	4.34	купроаурид (?)	$(Cu_{0,85}Zn_{0,15})_{1,00x}$ $(Au_{0,72}Ni_{0,28})_{1,00}$
		2			63.55			7.58	24.72	4.15	купроаурид (?)	$(Cu_{0,86}Zn_{0,14})_{1,00x}$ $(Au_{0,71}Ni_{0,29})_{1,00}$
14	**1**	**1**			69.77		0.84		18.98		купроаурид (?)	$(Cu_{0,90}Co_{0,04})_{0,94}Au_{1,06}$
	2	**4**			63.59		0.52		17.60		купроаурид (?)	$(Cu_{0,91}Co_{0,03})_{0,94}Au_{1,06}$
		3			73.17		0.61		17.70		$(Cu,Co)_3Au_4$	$(Cu_{2,95}Co_{0,11})_{3,06}Au_{3,94}$
		2			79.00				10.46		Cu_2Au_5	$Cu_{2,04}Au_{4,96}$

Примечание. Кроме того: в **ч 14, у 1 (а 1)** – 7,92 Ca; **ч 14, у 1 (а 2)** – 13,67 Ca; **ч 21 (а 2)** – 0.39 Al, 1.84 Pb; **ч 27 (а 2)** – 0.26 Cl. Здесь и далее номера: ч – частиц, у – изученных участков, а – анализов.

Самородное золото встречается наиболее часто и представлено Au-Ag твердым раствором, Au без примесей и с примесями Cu, Pb, Hg или Co. Первая и вторая разновидности обычно слагают самостоятельные частицы и только изредка встречаются друг с другом, $(Au,Ag)_4(Hg,Co)$ или $Au_{0,90}Hg_{0,10}$. Состав Au-Ag твердого раствора соответствует, в основном, формуле $Au_{0,75\text{-}0,94}Ag_{0,25\text{-}0,06}$. Иногда присутствуют Pb (до 0,02 ф.е.), Co (0,003-0,15) или Hg (0,06-0,17). Самородное золото с примесями Cu, Pb, Hg или Co (см. табл. 1) встречается в сложных ассоциациях. $Au_{0,94\text{-}0,88}Cu_{0,06\text{-}0,10}Co_{0,00\text{-}0,02}$ образует агрегаты с “медистым золотом”. $Au_{0,81\text{-}0,73}Hg_{0,15\text{-}0,16}Co_{0,04\text{-}0,11}$ слагает самостоятельные частицы или агрегаты с $(Au,Ag)_4(Hg,Co)$. $Au_{1,00\text{-}0,90}Hg_{0,00\text{-}0,10}$ присутствует в виде самостоятельных чешуек.

“Медистое золото” представлено соединениями Cu_2Au_5 и CuAu (купроауридом, тетрааурикупридом или, возможно, рожковитом) в сложных срастаниях с Cu-содержащим Au (см. табл. 1). Встречаются ритмично-зональные (по составу) белые чешуйки купроаурида (?), богатого Ni (до 7,58 мас. %) и Zn (до 4,34).

Юаньцзянит (см. табл. 2) иногда содержит изоморфную примесь Hg (до 0,15 ф.е.) и, изредка, Pb (до 0,02). Его зерна образуют суспензию в самородной Hg вместе с зернами разнообразных соединений Pb и Hg, а также $Au(Hg,Sn)_2$ и $Au(Sb,Sn,Hg,Pb)_2$ (рис. 1).

Соединение (Au,Ag)(Hg,Pb,Sb,Sn) характеризуется высоким содержанием Hg и Pb и небольшим количеством или отсутствием Sb и Sn (см. табл. 2). Встречается вместе с $Au(Hg,Co)_5$, $Au(Hg,Pb,Sb,Sn)_2$ или образует включения в амальгаме $(Au,Ag)_2(Hg,Pb,Sb,Sn)_3$.

Таблица 2 . Результаты изучения химического состава некоторых интерметаллических соединений.

ч	у	а	Si	Sn	Au	Hg	Pb	Co	Sb	Ag	Минерал	Формула
2	**2**	**2**		34.10	60.36						юаньцзянит	$Au_{0,97}Sn_{1,03}$
10	**3**	**1**		32.79	58.06	9.15					юаньцзянит	$Au_{0,96}(Sn_{0,90}Hg_{0,14})_{1.04}$
66	**2**	**5**		2.91	43.91	35.11	9.01		3.00	1.71	(Au,Ag)(Hg,Pb,Sb,Sn)	$(Au_{0,88}Ag_{0,06})_{0,94}(Hg_{0,69}Pb_{0,17}Sb_{0,10}Sn_{0,10})_{1,06}$
		6	0.10		41.65	34.64	10.42			2.79	(Au,Ag)(Hg,Pb,Sb,Sn)	$(Au_{0,92}Ag_{0,11})_{1,03}(Hg_{0,75}Pb_{0,22})_{0,97}$
56	**3**	**3**			23.76	37.56	18.38			2.44	$(Au,Ag)(Sb,Hg,Pb,Sn)_2$	$(Au_{0,86}Ag_{0,16})_{1,02}(Hg_{1,35}Pb_{0,63})_{1,98}$
66	**2**	**1**	0.68	2.39	26.81	21.67	23.36		3.80		$(Au,Ag)(Sb,Hg,Pb,Sn)_2$	$Au_{1,00}(Pb_{0,83}Hg_{0,79}Sb_{0,23}Sn_{0,15})_{2,00}$
		2		7.70	41.61		2.72	0.59	40.29		$(Au,Ag)(Sb,Hg,Pb,Sn)_2$	$Au_{1,01}(Sb_{1,58}Sn_{0,31}Pb_{0,06}Co_{0,05})_{2,00}$
10	**2**	**2**		8.89	18.06	25.09					$(Au,Ag)(Sb,Hg,Pb,Sn)_2$	$Au_{0,94}(Hg_{1,29}Sn_{0,77})_{2,06}$
53	**1**	**5**		9.19	34.09	10.99	5.28		27.97		$(Au,Ag)(Sb,Hg,Pb,Sn)_2$	$Au_{0,93}(Sb_{1,23}Sn_{0,41}Hg_{0,29}Pb_{0,14})_{2,07}$
66	**3**	**2**	0.47	1.58	29.56	25.39	15.09		3.01	1.26	амальгама	$(Au_{1,87}Ag_{0,15})_{2,02}(Hg_{1,59}Pb_{0,91}Sb_{0,31}Sn_{0,17})_{2,98}$
11	**1**	**1**			30.64	41.40	11.79			3.77	амальгама	$(Au_{1,71}Ag_{0,38})_{2,09}(Hg_{2,28}Pb_{0,63})_{2,91}$
8	**2**	**1**			23.91	25.01	14.05			2.62	$(Au,Ag)_3(Hg,Pb)_4$	$(Au_{2,51}Ag_{0,50})_{3,01}(Hg_{2,58}Pb_{1,41})_{3,99}$
46	**1**	**1**			61.14	27.31		0.87		10.68	юйянгит	$(Au_{2,21}Ag_{0,71}Co_{0,08})_{3,00}(Hg_{0,97}Co_{0,03})_{1,00}$
51	**1**	**2**			53.54	22.54		0.86		4.64	юйянгит	$(Au_{2,46}Ag_{0,39}Co_{0,13})_{2,98}Hg_{1,02}$
46	**1**	**2**			68.82	22.94				8.24	$(Au,Ag)_4Hg$	$(Au_{3,23}Ag_{0,71})_{3,94}Hg_{1,06}$
35	**5**	**1**	0.35		65.62	12.65	3.96			1.78	$(Au,Ag)_4Hg$	$(Au_{3,82}Ag_{0,20})_{4,02}(Hg_{0,74}Pb_{0,24})_{0,98}$
43	**1**	**1**		2.40	73.31	15.19	2.61	0.92		5.57	$(Au,Ag)_4Hg$	$(Au_{3,40}Ag_{0,47}Co_{0,13})_{4,00}(Hg_{0,69}Pb_{0,12}Sn_{0,18}Co_{0,01})_{1,00}$
37	**2**	**2**	1.01		48.20	12.97				7.89	$(Au,Ag)_5Hg$	$(Au_{3,84}Ag_{1,15})_{4,99}(Hg_{1,05}Pb_{0,06})_{1,01}$
48	**1**	**1**			12.35	74.55	1.37				$Au(Hg,Pb)_6$	$Au_{0,99}(Hg_{5,90}Pb_{0,11})_{6,01}$
57	**1**	**3**			4.79	16.08		2.52			$Au(Hg,Co)_5$	$Au_{0,99}(Hg_{3,26}Co_{1,75})_{5,01}$
11	**1**	**2**	0.43		9.35	14.92	11.77	0.96			$Au(Hg,Pb,Co)_3$	$Au_{0,97}(Hg_{1,52}Pb_{1,16}Co_{0,33}As_{0,02})_{3,03}$
56	**2**	**2**			18.99	55.28	3.08			2.56	$(Au,Ag)_2(Hg,Pb)_5$	$(Au_{1,63}Ag_{0,40})_{2,03}(Hg_{4,69}Pb_{0,28})_{4,97}$
15	**3**	**3**				75.74	24.26				$PbHg_3$	$Pb_{0,95}Hg_{3,05}$
11	**1**	**3**				39.96	10.08				$PbHg_4$	$Pb_{0,98}Hg_{4,02}$
10	**3**	**2**				42.52	57.48				Pb_4Hg_3	$Pb_{3,97}Hg_{3,03}$
4	**1**	**2**				18.69	53.64				Pb_3Hg	$Pb_{2,94}Hg_{1,06}$
		3				68.25	31.75				$PbHg_2$	$Pb_{0,93}Hg_{2,07}$
8	**1**	**1**				44.03	47.93				PbHg	$Pb_{1,03}Hg_{0,97}$
38	**2**	**1**				39.26	50.52				Pb_4Hg_5	$Pb_{3,99}Hg_{5,01}$
		3				12.63	50.53				Pb_4Hg	$(Pb_{3,82}Co_{0,19})_{4,01}Hg_{0,99}$

Примечание. Кроме того: в ч 37 (а 2) – 0.90 Ca; ч 66, у 2 (а 1) – 0.22 Al; ч 11, у 1 (а 2) – 0.06 As.

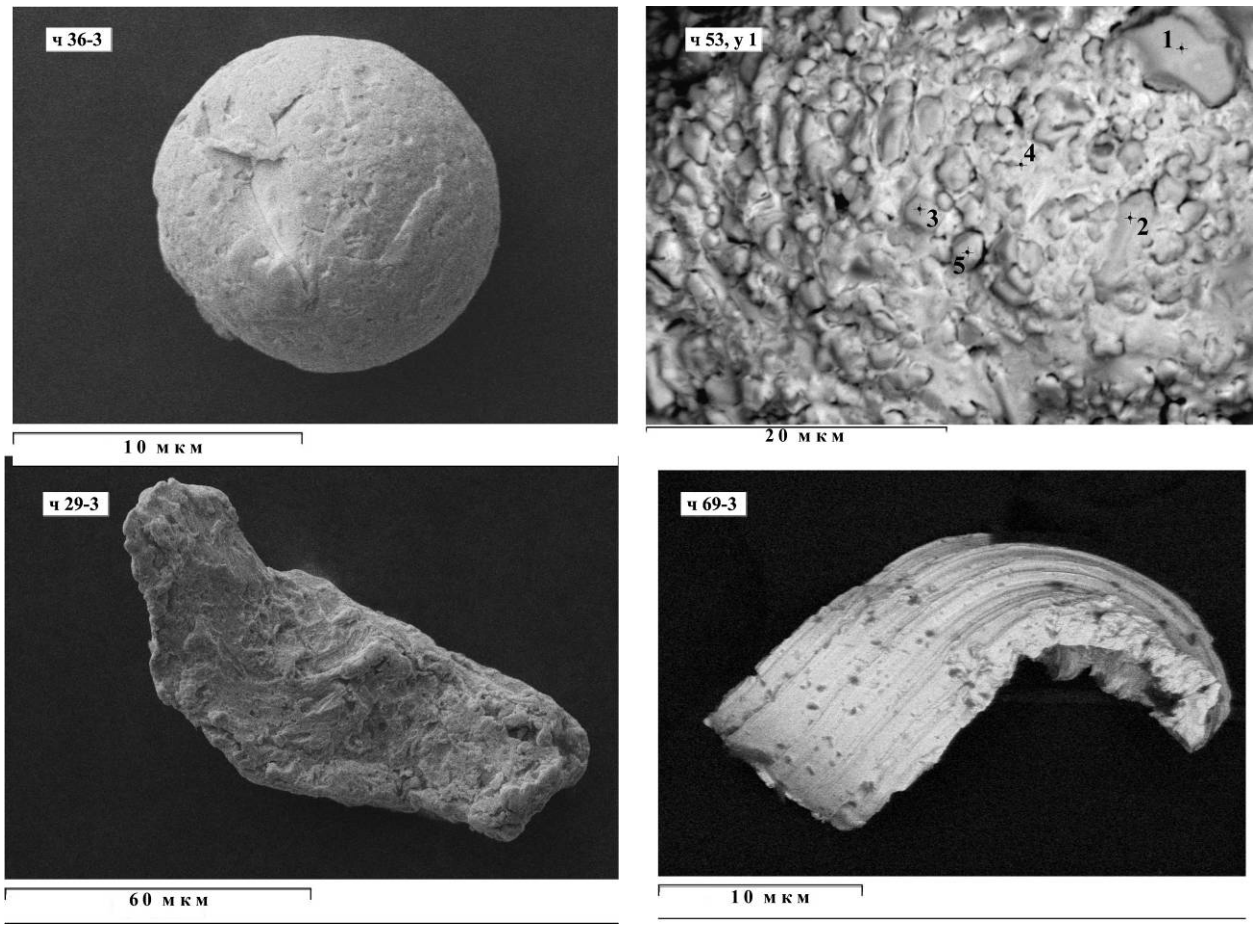


Рис. 1. Морфологические особенности некоторых частиц.
ч 36-3 – золотой ($Au_{0,75}Ag_{0,25}$) шарик; **ч 53, у 1** – суспензия зерен юаньцзянита (а 1 – а 3) и $Au(Sb,Sn,Hg,Pb)_2$ (а 5) в самородной Hg (а 4); **ч 29-3** – чешуйка самородного Au (без примесей и ртутистого); **ч 69-3** – чешуйка богатого Ni и Zn купроаурида (?). Здесь и далее: ч – частица, у – изученный участок. Крестики и цифры на рисунке – места и номера анализов.

Соединение $(Au,Ag)(Sb,Hg,Pb,Sn)_2$ представлено двумя разновидностями одного минерала, или, возможно, двумя разными минералами $Au(Sb,Sn,Hg,Pb)_2$ и $(Au,Ag)(Hg,Pb,Sn,Sb)_2$ (см. табл. 2). Богатая Sb разновидность не содержит Ag и по составу близка к ауростибиту, от которого отличается значительной примесью Sn, Hg и Pb.

Богатая Hg разновидность характеризуется отсутствием Sb и нередко содержит Ag. Из второстепенных элементов кроме Ag в ней присутствуют только Sn или Pb. Зерна обеих разновидностей вместе с зернами юаньцзянита, Hg_4Pb_5 или амальгамы $(Au,Ag)_2(Hg,Pb,As)_3$ обычно образуют суспензию в самородной Hg. Богатая Sb разновидность, кроме того, встречается в агрегатах из "слипшихся" зерен вместе с (Au,Ag)(Hg,Pb,Sb,Sn) или амальгамой $(Au,Ag)_2(Hg,Pb,Sb,Sn)_3$.

Амальгама золота и серебра $(Au,Ag)_2(Hg,Pb,Sb,Sn)_3$ содержит много Pb и, иногда, Sb и Sn (см. табл. 2). Анализ другого близкого к ней по составу соединения рассчитывается на идеальную формулу$(Au,Ag)_3(Hg,Pb)_4$. Оба минерала вместе с $(Au,Ag)(Hg,Pb)_2$ образуют суспензию в самородной Hg. Кристаллы амальгамы с наросшими на них кристаллами $Au(Hg,Pb,Co,As)_3$ наблюдались в виде включений в зернах Hg_4Pb. Некоторые частицы, состоят из "слипшихся" зерен амальгамы с включениями (Au,Ag)(Hg,Pb,Sb,Sn) и $Au(Sb,Sn,Hg,Pb)_2$.

Юйянгит $(Au,Ag)_3Hg$ обычно содержит примесь Co (см. табл. 2) и встречается в ассоциации с Co-содержащими минералами. Иногда в позиции Hg присутствует Pb. Ag-co-

держащая разновидность ассоциирует с $(Au,Ag)_4Hg$, и $(Au,Ag)_5Hg$. Не содержащая Ag разновидность вместе с $Au_{0,95}Co_{0,05}$ образует включения в $Au_4(Pb,Co)_5$ и Au(Pb,Co).

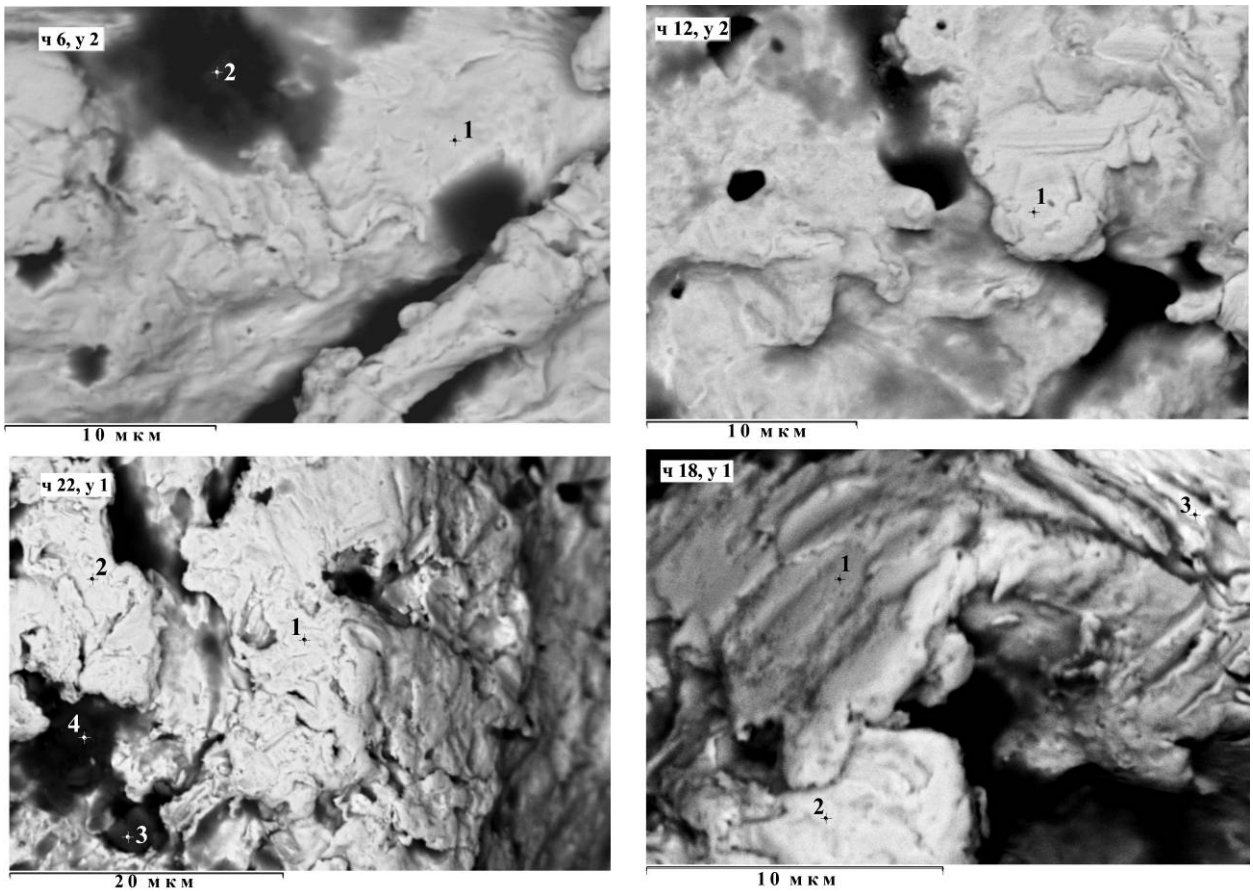


Рис. 2. Натечные формы частиц самородного Au без примесей и Au-Ag твердого раствора. **ч 6, у 2**: 1 – золото без примесей, 2 - каверна с инородным материалом; **ч 12, у 2**: 1 – Au-Ag твердый раствор; **ч 22, у 1**: 1,2 - золото без примесей, 3,4 – каверны с инородным материалом; **ч 18, у 1**: 1-3 – Au-Ag твердый раствор.

Соединение $(Au,Ag)_4Hg$, иногда с примесью Pb или Co в позиции Hg встречается самостоятельно или с юйянгитом, Au-Ag твердым раствором, $(Au,Ag)_7Hg_2$ и $(Au,Ag)_5Hg$.

Твердые растворы Pb и Hg характеризуются разнообразием состава. Их анализы пересчитываются на идеальные формулы PbHg и Pb(Hg,Sb), Pb_4Hg_3, Pb_4Hg_5, Pb_5Hg_4, $PbHg_2$, $PbHg_3$, $PbHg_4$, Pb_3Hg, $(Pb,Co)_4Hg$ и Pb_7Hg (см. табл. 2). Не исключено, однако, что они относятся к непрерывному изоморфному ряду или к нескольким соединениям переменного состава. Наиболее часто встречается $PbHg_3$. Зерна этих соединений вместе с зернами других минералов образуют суспензию в самородной Hg. $PbHg_4$ наблюдалось в виде частиц с включениями амальгамы $(Au,Ag)_2(Hg,Pb)_3$ и $Au(Hg,Pb,Co,As)_3$.

Самородная Hg иногда содержит Pb (до 8.51 мас. %), Ag (4,27), Sn (7.52) или Au (5.29).

Изученные частицы представлены уплощенными “лепешками”, комковатыми зернами, чешуйками, кристаллами и шариками. В их составе не встречаются вместе минералы Hg, Sn и Sb, с одной стороны, и Cu, Ni и Zn, с другой. Это обстоятельство, связанное, очевидно, с разными источниками металлов, позволяет разделить частицы на две группы. Особенностью частиц первой группы, отвечающей, возможно, нескольким источникам, является мономинеральный или простой минеральный состав, отсутствие Hg, Sn и Sb в минералах и материале каверн. Они сложены самородным Au, “медистым Au”, иногда очень богатым Ni и Zn, имеют форму чешуек, кристаллов или шариков эндогенной природы или натечных образований экзогенного происхождения (см. рис. 1, 2). Особенно-

стью частиц второй группы является сложный элементный и минеральный состав. Они состоят из самородных Au, Hg и Sn и соединений Au, Ag, Hg, Sn, Pb, Co и Sb и представлены натечными образованиями с пористой, губчатой, ажурной или кораллоподобной поверхностью, а также агрегатами “слипшихся” зерен минералов (“высохшей суспензией”) или суспензией в самородной ртути (рис. 1). Морфологические особенности частиц свидетельствуют об экзогенной природе. Эндогенное происхождение имеют только частицы ртутистого Au чешуйчатого облика.

Все экзогенные частицы, судя по пленкам и кавернам с органикой, являются подпочвенными образованиями бортов ключа. В восстановлении металлов активное участие принимали растворенные в грунтовых водах органические соединения почвенно-растительного слоя. Образованию экзогенных частиц первой группы предшествовало экстрагирование Au и Ag из залегающих под почвой продуктов экзогенного разрушения золотоносных пород. Значительную роль в этом процессе, судя по постоянному присутствию N в материале органических пленок, могли играть цианиды, продуцируемые растениями, грибами и бактериями. Переотложение происходило вследствие частичного окисления и распада металлсодержащих комплексов при дальнейшей фильтрации грунтовых вод. Подобный механизм может реализовываться, по-видимому, и при образовании самородков. Образование экзогенных частиц второй группы с несодержащими N органическими пленками связано с амальгамированием восстановленных металлов непосредственно в подпочвенных продуктах разрушения золотоносных пород. Потенциальными источниками благородных металлов в аллювии являются магматические (флогопит-оливиновые и карбонатитоподобные породы, слюдистые и авгитовые лампрофиры) и гидротермальные образования палеоценовой эксплозивной структуры, триасовые контактово-метаморфизованные осадки (марганцевосиликатные породы и силикатно-магнетитовые руды) и родингиты, обогащенные Au, Ag, Pt и Pd и содержащие минералы этих металлов [1, 2, 3, 4]. В флогопит-оливиновых породах встречаются палладистое Au, купроаурид и богатый Zn (до 12,65 масс. %) и Ni (до 1,28 масс. %) аурикуприд. Природные Au-Ni, и, тем более, Cu-Au-Ni-Zn твердые растворы являются редчайшими образованиями. Сведения о них появились только в последнее время [5, 3]. Поэтому нет сомнения в том, что коренным источником частиц купроаурида (?) с высоким содержанием Ni и Zn являлись флогопит-оливиновые породы. Сферические образования в вулканитах являются каплями застывшего расплава эксплозивных выбросов вулканов [6]. Наличие золотых шариков в аллювии Мокрушинской площади, происхождение которых связано с эксплозивными процессами формирования трубки взрыва, свидетельствует об обогащении расплавов (и, очевидно, гидротермальных растворов) Au и высоких перспективах площади на золоторудные (в том числе, с Pt и Pd) объекты гидротермального происхождения. Подобным объектом, вероятно, является пока не обнаруженное гидротермальное проявление Au-Sb-Hg минерализации, служившее коренным источником металлов в частицах второй группы. Большинство частиц первой группы не обладает характерными особенностями морфологии (шарообразной формой) или состава минералов и материала каверн (присутствие Ni, Zn, Pd, Hg, Sn или Sb), позволяющими связать их образование с эксплозивными или гидротермальными процессами формирования трубки взрыва. Такие частицы состоят из самородного Au (иногда с примесью Cu, Pb, или Co), Au-Ag твердого раствора или “медистого Au” (без Ni и Zn), которые распространены в родингитах и контактово-метаморфизованных металлоносных осадках триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня (в том числе и на Мокрушинской площади) [1].

Таким образом, впервые в Сихотэ-Алине обнаружены редчайшие природные сферические образования самородного Au магматического происхождения, а также большая группа экзогенных интерметаллических соединений Au, Ag, Hg, Sn, Pb, Co и Sb, сведения о которых весьма ограниченны или совсем отсутствуют в геологической литературе. Коренными источниками благородных металлов являлись магматические и гидротермальные породы (или руды) палеоценовой эксплозивной структуры, а также триасовые метамор-

физованные металлоносные осадки и родингиты. Полученные данные свидетельствуют о возможности присутствия коренных гидротермальных Au-Sb-Hg проявлений и россыпей благородных металлов в пространственной ассоциации с эксплозивными структурами палеоценового магматического комплекса Сихотэ-Алиня. Перспективными на россыпи являются и площади распространения коренных выходов триасовых метаморфизованных металлоносных осадков и родингитов в Таухинском и Самаркинском террейнах.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 14-05-31484) и Президиума ДВО РАН (проект № 14-III-B-08-184).

Литература

1. *Казаченко В.Т., Мирошниченко Н.В., Перевозникова Е.В., Карабцов А.А.* Минеральные формы благородных металлов в металлоносных отложениях триасово-юрской углеродистой толщи Сихотэ-Алиня // ДАН. 2008. Т. 421. № 3. С. 383-386.
2. *Казаченко В.Т., Мирошниченко Н.В., Перевозникова Е.В., Карабцов А.А.* Приморье – новый перспективный регион России с золото-палладий-платиновым оруденением нетрадиционного типа // ДАН. 2009. Т. 425. № 5. С. 651-655.
3. *Казаченко В.Т., Лаврик С.Н., Перевозникова Е.В., Кононов В.В., Сафронов П.П.* Первая находка флогопит-оливиновых пород (лампроитов) в Таухинском террейне Сихотэ-Алиня // ДАН. 2012. Т. 445. №. 3. С. 303–307.
4. *Казаченко В.Т., Ханчук А.И., Лаврик С.Н., Перевозникова Е.В.* Флогопит-оливиновые породы Таухинского террейна (Юго-Восточный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 5. С. 35-51.
5. *Мирошниченко Н.В., Перевозникова Е.В.* Интерметаллическое соединение Ni_3Au и твердые растворы золота и никеля в метаморфизованных металлоносных осадках триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 4. № 1. С. 60-66.
6. *Сандимирова Е.И.* Сферические минеральные образования вулканических пород Курильских островов и Камчатки. Дисс. канд. геол.-мин. наук. Петропавловск-Камчатский. 2008. 135 с.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ И РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ БЕРЕЗОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Поленов Ю.А., Огородников В.Н., Бабенко В.В.
Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

В настоящей статье по материалам авторов с широким использованием опубликованных работ других исследователей рассмотрены особенности геологического строения Березовского золоторудного месторождения (Средний Урал). Фактические материалы проанализированы с учетом новых геотектонических и минерагенических концепций и современных методов исследования вещества.

Березовское рудное поле по данным В.М. Алешина, И.С. Биянова, Д.С. Вагшаля и др. (1972) [1] сложено вулканогенно-осадочными породами, условно относимыми к силуру, в которых выделяются ландоверийский и венлокский ярусы. Принадлежат эти толщи к аспидной, базальтовой и кремнистой формациям, возникшим в геотектонической обстановке океанического спрединга. Аспидная формация представлена породами ландовери. Распространена она незначительно. Породы ландовери обнажаются в южной части и отделяют южный пластообразный массив гипербазитов от северного. Это углисто-кремнистые, углисто-кварцевые филлитизированные сланцы. Мощность более 200 м.

Отложения венлокского яруса принадлежат к базальтовой формации. Они делятся на нижний и верхний подъярусы. Породы нижнего подъяруса обнажаются широкой дугообразной полосой в центральной части карты. Выделяются туфопесчаники, туффиты, вулканиты с вариолитовыми микроструктурами, а выше туффиты, туфопесчаники, чередующиеся с туфогравелитами, базальтовыми афиритами. Мощность 800-850 м. Верхний подъярус - диабазовая толща - тесно ассоциирует с мелкими телами серпентинитов. Породы подъяруса распространены в северной и восточной половинах карты. Мощность 250 - 300 м.

Кремнистая формация – это породы верхнего силура (условно), которые обнажаются на северо-востоке и согласно перекрывают отложения верхнего венлока. Они сложены углисто-кремнистыми сланцами, глинисто-кремнистыми породами, аргиллитами, алевролитами. Породы слабо метаморфизованы. Мощность формации не менее 300 м.

Субвулканические образования базальтовой формации средне-верхнедевонского возраста относятся к габбро-диабазам. В центральной части поля залегает кососекущее по отношению к сланцеватости вмещающих пород тело, имеющее ограниченную вертикальную мощность.

Широко распространены интрузивные породы, они относятся к трем формациям: дунит-гарцбургитовой, габбровой и тоналит-гранодиоритовой.

К дунит-гарцбургитовой формации океанического спрединга принадлежат Шарташский и Пышминско-Березовский гипербазитовые массивы, условно относимые к силуру. Они слагаются серпентинитами, тальково-карбонатными породами. Пышминско-Березовский массив охватывает полукольцом с севера и востока рудное поле, а Шарташский окаймляет его с юга. Шарташский массив представлен двумя параллельными телами, мощностью от 70 до 260 м, залегающими согласно с породами ландоверийского яруса и отделяющими их от пород венлока. Пышминско-Березовский массив ограничен с севера интрузией габбро, а с юга диабазами венлока. Он представляет собой тело, подающее на север под углом 40-45^0. Контакт гипербазитов с вмещающими породами рассланцован. Апофиза этого массива, секущая отложения венлока в виде пластообразного тела с пологим падением к юго-западу, прослеживается в северо-восточной части рудного поля. Мощность тела меняется от 200 до 70 м.

Габбровая формация представлена Пышминско-Березовским массивом габбро. Это пластообразное тело мощностью 600-800 м, падающее на север под углом 40^0, примыкает

к описанному массиву гипербазитов с севера. На контакте их наблюдается послойное чередование серпентинитов с полосчатым среднезернистым габбро. Возраст габбро по аналогии с более северными районами определен как нижнедевонский.

В пределах рудного поля выделяются дайки основного и кислого составов.

Дайки основного состава принадлежат к габбровой формации: габбро, габбро-диабазы и жильные диабазы, тяготеют к Пышминско-Березовскому массиву, а также распространены среди эффузивов базальтового состава. Для даек габбро характерно простирание, близкое к широтному, и северное падение под углом 60-80^0, мощность их от 1-2 до 30-40 м. Дайки габбро-диабазов и жильных диабазов более распространены. Большинство их имеет субмеридианальное простирание: мощность от 5 до 50 м. Эти образования принадлежат к геотектонической обстановке океанического спрединга формирования рудного поля.

Дайки кислого состава относятся к тоналит-гранодиоритовой формации и являются продуктами коллизионной геотектонической обстановки. По данным геологов Березовского рудника, они разделяются на шесть разновозрастных серий, образующих два пояса: западный, падающий на восток, и восточный, падающий на запад. Дайки прорывают все породы Березовского рудного поля.

Дайки вмещают лестничные жилы в оторочке березитов, ориентированные по нормали к зальбандам даек. Кроме лестничных, на месторождении развиты красичные жилы в оторочке лиственитов. Они представляют собой разности лестничных жил, вышедших за пределы даек во вмещающие их породы, или же не имеющих непосредственной связи с жилами даек.

Складчатые структуры рудного поля определяются Шарташской гранитной интрузией, образующей ядро брахиантиклинали; рудное поле расположено на северном замыкании этой складки. Вулканогенно-осадочные породы падают подобно контакту гранитов.

Березовское рудное поле в тектоническом отношении приурочено к грабену, образованному долгоживущими разломами, меридионального простирания. Северной и верхней границей рудного поля являются гипербазиты и габбро Пышминско-Березовского массива; южной - граниты Шарташского массива, нижней, вероятно, плагиогнейсы и гнейсы протеро-палеозойского возраста. Месторождение приурочено к толще пород венлокского и ландоверийского возраста, что определяется соотношениями физико-механических свойств вмещающих пород и даек.

Многочисленные и разнообразные по минеральному составу и условиям залегания кварцевые жилы Березовского золоторудного месторождения в процессе долголетнего изучения и отработки детально исследованы и классифицированы. Устоявшиеся представления о типизации кварцевых жил месторождения весьма утилитарны и не отличаются значительными разногласиями.

П. И. Кутюхин выделил на площади Березовского рудного поля два генетических типа оруденения – вольфрамовое и золотоносное, для которых характерны свои типы кварцевых жил: для вольфрамовой рудной формации – кварцево-турмалино-шеелитовые жилы, а для золотоносной рудной формации – кварцево-карбонатно-сульфидные жилы. П.И. Кутюхин выделенные группы жил рассматривает как самостоятельные генетические типы [5].

Н. И. Бородаевский и М. Б. Бородаевская [3] по наиболее распространенным ассоциациям рудных и жильных минералов подразделили кварцевые жилы Березовского рудного поля на жилы шеелитоносной (кварцево-турмалиновой) и жилы золотоносной (полиметаллической) формаций.

На площади Березовского рудного поля ограниченное распространение имеют пирофиллитсодержащие кварцевые жилы. Упоминание о таких жилах имеются в работах П. И. Кутюхина [5], В. Н. Сазонова и др. [9]. Более детально они разобраны в работе А. М. Юминова (2001).

Новые результаты многочисленных изучений минералов месторождения тонкими методами исследований, опубликованные в открытой печати, и большой фактический материал, собранный авторами при полевых и лабораторных исследованиях, по изучению кварцево-жильных образований кварцевых и золоторудных месторождений Урала позволяют предложить некоторые новые подходы к интерпретации генезиса кварцевых жил и закономерностей их размещения на площади месторождения.

1. Большинство исследователей уральские золоторудные месторождения кварцево-жильного типа связывают с массивами гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации [9, 11]. В последние десятилетия получены убедительные доказательства генетической связи Березовского месторождения, располагающегося в надинтрузивной зоне Шарташского гранитного массива, со становлением этого массива [11].

Шарташский массив по всем характеристикам и времени образования очень близок с крупным Верхисетским габбро-тоналит-гранодиорит-гранитным батолитом [11]. По данным исследователей эти массивы являются надсубдукционными образованиями окраин континентов. Возраст адамеллитов Шарташского массива, определенный рубидий-стронциевым методом, составляет 328±18 млн лет [12]. Время формирования гранитов второй интрузивной фазы отвечает конкордантному U-Pb возрасту циркона 302±3 млн. лет [8]. Гранитоиды Шарташского массива являются следствием многократного ступенчатого анатексиса, связанного с процессами субдукции. Как отмечает Г.Б. Ферштатер [11], палеозойский анатексис на Урале протекал в условиях близких к флюидонасыщенным, а характерной особенностью рудоносных комплексов является длительность их формирования. При этом продолжительность каждого эпизода интрузии невелика, основное время требуют процессы анатексиса и предшествующего ему разогрева протолита [11]. По нашим представлениям этим обстоятельством обусловлена многократная дискретность поступления флюидов для формирования кварцевых жил и рудной минерализации. Формирование Березовского золоторудного месторождения протекало в интервале 314-285 млн лет [12] и 305-285 млн. лет [8].

2. Формирование даек проходило, когда апикальная часть массива уже находилась в консолидированном состоянии как в гранитах, так и во вмещающих породах. В условиях сжатия в широтном направлении и растяжения в меридиональном сформировались семь серий даек: плагиосиенит-порфиров, плагиогранит-порфиров I цикла, гранит-порфиров I цикла, лампрофиров I цикла, гранит-порфиров II цикла, плагиогранит-порфиров II цикла, лампрофиров II цикла. По данным Д. С. Штейнберга [12] возраст лампрофиров I цикла Березовского месторождения 316-306 млн. лет.

3. К одной из нерешенных проблем относится образование кварцевых жил шеелитоносной формации (кварцево-шеелит-турмалиновые жилы). П. И. Кутюхин [5] убедительно показал, что плагио-сиенит-порфировая дайка Ост в двух местах пересекает шеелитсодержащую жилу № 1, сложенную плитчатым кварцем. Фактический материал П. И. Кутюхина [5], Н. И. Бородаевского [3] и наши наблюдения на Айдырлинском и Великопетровском золото-вольфрамовых месторождениях убеждают в том, что плитчатый кварц является метасоматическим по генезису и развит по выдержанным тектоническим зонам. Многие исследователи документируют на площади месторождения догранитные широтные тектонические зоны, по которым в период регионального метаморфизма прошло прокварцевание с образованием метасоматических кварцитов. В дальнейшем, а именно в этап формирования кварцевых жил золотоносной формации, происходило раскрытие зон окварцевания и внедрение в плиточный кварц флюида, приведшего к заполнению центральных частей жил молочно-белым крупно-гигантозернистым кварцем, итогом чего и явилось формирование кварцевых жил шеелитоносной (кварцево-турмалиновой) формации. В дальнейшем эти кварцевые жилы претерпели все стадии наложения шеелитовой и золотой минерализаций.

4. Интенсивное объемное метасоматическое преобразование в виде лиственитизации-березитизации дайки гранитоидов претерпели под воздействием глубинного высоко-

температурного гидротермального флюида [9]. Всем этим процессам предшествовали импульсы тектонических подвижек [1, 2]. Одновременно с березитизацией даек гранитоидов в эндо- и экзоконтакте кровли Шарташского массива по тектоническим трещинам прошли метасоматические процессы с образованием эйситов и гумбеитов [9].

5. Кварцевые жилы шеелитовой и золотоносной формаций, являются телами сложного генезиса. Изучение состава и строения сульфидно-кварцевых жил позволяет выделить в них ряд последовательно образовавшихся минеральных ассоциаций, соответствующих определенным стадиям рудообразования: анкерит-кварцевую, пирит-кварцевую, полиметаллическую и карбонатную. Первая из них является незолотоносной, вторая— слабозолотоносной, третья — высокозолотоносной, наиболее продуктивной и четвертая — вновь незолотоносной [5, 10]. Для жил шеелитоносной формации добавляется еще стадия плитчатого кварца (кварцита), возраст которой додайковый.

6. Большую путаницу в классификацию кварцевых жил месторождения вносит неопределенность времени кристаллизации шеелита в кварцевых жилах. Детальное картирование жил показало, что шеелит является характерным минералом для всех типов жил шеелитовой и золотоносной формаций. Шеелит во всех жилах является наложенным минералом на жильный кварц первой генерации, а также сопровождает и минерализацию основной стадии золотоотложения.

Шеелит является минералом, сквозным для Березовского месторождения, и встречается он в жилах, расположенных в высокотемпературной зоне, окружающей Шарташский гранитный массив. По данным проведенного подземного минералогического картирования, в жилах сульфидно-кварцевого состава с глубиной наблюдается заметное увеличение общего количества шеелита (на 10—20%). Подобная картина имеет место и на поверхности в связи с приближением рудных тел к Шарташскому гранитному массиву [10].

7. Для Березовского золоторудного месторождения характерно присутствие в кварцевых жилах шеелита, а не вольфрамита. По данным С. А. Коренбаума [4] вольфрамит образуется при пониженных температурах, при которых он обладает достаточно высокой устойчивостью не только в кислых, но и близнейтральных средах. При этом решающим фактором, определяющим появление в рудах шеелита или вольфрамита, является концентрация серы. На участках с низкой ее концентрацией в ассоциации с магнетитом, железистым хлоритом и т. д. может образовываться вольфрамит, при повышенных концентрациях серы в ассоциации с сульфидами кристаллизуется шеелит, что и наблюдается в кварцевых жилах золотоносной формации.

Почти полное отсутствие вольфрамита в жилах месторождения свидетельствует об относительно высокой щелочности флюидов и отсутствии в гидротермальных растворах фтора в повышенных количествах, который препятствует кристаллизации шеелита, что подтверждает отсутствие генетической связи шеелита с гранитами поздней коллизии, содержащими повышенное количество фтора.

8. Характерной особенностью красичных и полосовых жил является обилие первичных друзовых пустот. По генезису эти кварцевые тела следует относить к минерализованным полостям, генетически связанными с раннеколлизионными кварцевыми жилами рудного поля [7, 9]. Как показано В.В. Бабенко [2], движение флюидов осуществлялось по тектоническим трещинам, приоткрывание которых шло, главным образом, по поверхностям лежачих боков даек гранитоидов. Поскольку мощность жил весьма малая, то, значит, и раскрытие трещин было незначительным. В таких условиях после поступления кремнийсодержащего флюида подводящие каналы могли захлопываться, и дальнейшая кристаллизация проходила в закрытой системе. В таких условиях формируются кварцевые жилы выполнения, а недостаток во флюиде SiO_2 приводит к созданию остаточных полостей. С глубиной отработки месторождения количество и размеры полостей уменьшается, поскольку ближе к источнику флюида выполнение трещин кварцем было наиболее интенсивным. Друзовые пустоты в данных жилах являлись очень часто местом локализации золотоносных сульфидов [5].

9. Кварцевые жилы Березовского месторождения с остаточными хрусталеносными полостями, заполненными рудными минералами, относятся к образованиям ранней коллизии, а время их формирования 305 – 285 млн. лет [8], в то время как хрусталеносные полости уральских промышленных месторождений горного хрусталя являются производными процессов поздней коллизии, и их возраст датируются в районе 250 млн. лет [7]. Прямые доказательства наличия на месторождении наложенных хрусталеносных полостей поздней коллизии привести трудно. Тем не менее, косвенные подтверждения имеются.

10. Руды Березовского рудного поля малосульфидные (содержание сульфидов не превышает 3 - 5 %). Золото представлено самородной и тонкодисперсной (в сульфидах) формами. Пробность золота колеблется в пределах 840 - 980 [6, 9]. На северном фланге Березовского месторождения, в шахте Северной, на горизонте 520 м было вскрыто гнездо с большим количеством самородков. Наиболее крупный из них весил 600 г. Самородки золота образовались при Т = 160 - 200 °С и ритмической вариации давления в незначительном интервале Р = 0,4 - 0,2 кбар [6]. В результате нестабильности давления проявлялся дроссельный эффект, послуживший основой для отложения в лестничных жилах ураганных количеств золота.

ВЫВОДЫ

1. Образование Березовского месторождения, располагающегося в надинтрузивной зоне Шарташского гранитного массива, обусловлено многократным ступенчатым анатексисом, связанными с процессами субдукции и коллизии. Березовское месторождение является классическим золоторудным объектом кварцево-жильного типа полихронного и полигенного образования.

2. Кварцевые жилы месторождения подразделяются по времени их образования на дорудные, рудные и пострудные. К первым относятся кварцевые образования метасоматического происхождения, выразившиеся в окварцевании пород по тектоническим зонам с образованием кварцитов, по которым в дальнейшем сформировался плитчатый кварц. По онтогеническим признакам эти кварцевые образования относятся к телам замещения.

Все рудные кварцевые жилы, несущие шеелитовую и золотую минерализации, сформировались как кварцевые тела выполнения в одно время, которое все исследователи определяют как стадию жильного кварца. Источником кремнезема для образования кварцевых жил являлся, прежде всего, магматогенный кварц гранитоидов, переходящий во флюид (раствор) и обогащающий его кремнеземом в пневматолитовую и гидротермальную стадии кристаллизации гранитных массивов [7, 9, 11]. Пострудными телами выполнения, сформировавшиеся в этап поздней коллизии, являются турмалин-пирофиллит-кварцевые жилы [7, 9].

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований № 14-23-24-27 Президиума РАН и Интегрального проекта «Развитие минерально-сырьевой базы России …», руководитель проекта академик В. А. Коротеев. Исследования проводились при частичной поддержке госбюджетной темы Г-3 (УГГУ). «Исследование генетических типов месторождений…», руководитель профессор В. Н. Огородников.

Литература

1. *Бабенко В.В.* О рудоконтролирующих деформациях Березовского месторождения // Изв. ВУЗов. Горный журнал, 1975, № 10. С. 3-8.

2. *Бабенко В.В.* Структурные условия размещения и зональность оруденения Березовского месторождения (Урал) // Изв. АН СССР. Сер. Геологическая, 1978, № 10. С. 114-126.

3. *Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б.* Березовское рудное поле. М.: Металлургиздат, 1947. 264 с.

4. *Коренбаум С. А.* Физико-химические условия кристаллизации минералов вольфрама и молибдена в гидротермальных средах. М.: Изд-во Наука, 1970. 212 с.

5. *Кутюхин П.И.* Условия локализации оруденения в жилах Березовского месторождения // 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск: Изд-во УФАН АН СССР, 1948. С. 249-275.
6. *Мурзин В. В., Малюгин А. А.* Типоморфизм золота зоны гипергенеза. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 96 с.
7. *Поленов Ю.А.* Эндогенные кварцево-жильные образования Урала: научное издание. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2008. 269 с.
8. *Прибавкин С.В., Монтеро П., Беа Ф., Ферштатер, Г. Б.* U-Pb возраст пород и оруденения Березовского золоторудного месторождения (Средний Урал) // Ежегодник-2011 / Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 159. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 211-217.
9. *Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А.* Месторождения золота Урала. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2001. 622 с.
10. *Самарцев И.Т., Захваткин В.А, Казимирский В.Ф. и др.* О зональности Березовского золоторудного месторждения на Среднем Урале // Изв. АН СССР. Сер. геологическая, 1970, № 6. С. 86-90.
11. *Ферштатер, Г. Б., Холоднов В. В., Кременецкий А. А. и др.* Магматический контроль гидротермального золотого оруденения на Урале // Эндогенное оруденение в подвижных поясах. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 181-184.
12. *Штейнберг Д. С., Ронкин Ю.Л., Куруленко Р.С. и др.* Rb-Sr возраст пород Шарташского интрузива и дайкового комплекса // Ежегодник 1988. Свердловск: ИГГ УрО РАН, 1989. С. 110-112.

ПЛАТИНОИДЫ В КИЕМБАЕВСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

Пономарева Г.А.
Оренбургский государственный университет, г. Оренбург

В Оренбургской области значительное распространение получили ультраосновные горные породы самого разнообразного состава и возраста, среди которых имеются крупные массивы дунит-гарцбургитовой формации, являющиеся производными верхней мантии Земли, с которыми генетически связаны месторождения хромитов, силикатного никеля и хризотил-асбеста.

Территориально все массивы ультрамафитов Оренбургской области делятся условно на две большие группы: Западную и Восточную. К западной группе относятся ультрабазиты Центрально-Уральской зоны, а к восточной – ультрабазиты всех остальных структурно-фациальных зон [5].

Киембаевский ультраосновной массив относится к ультрабазитам Восточно-Уральского поднятия и расположен в зоне сочленения Елено-Кумакского синклинория с Восточно-Ушкатинским антиклинорием. Массив имеет кольцеобразную форму, вытянутую в субмеридиональном направлении с разрывами на западе и северо-востоке. Центральная часть массива прорвана Верхнее-Киембаевской интрузией гранитоидов, а в северной части – Акжарской интрузией гранодиоритов. Массив сложен в основном апогарцбургитовыми и в меньшей степени аподунитовыми серпентинитами. Гарцбургиты характеризуются высоким содержанием оливина – 84 %. Для массива характерна неравномерная степень серпентинизации из-за тектонических нарушений и зон смятия. Краевые части северной и южной половины – перекристаллизованные антигоритовые серпентиниты. Жильная серия представлена диоритами, диоритовыми порфиритами, микродиоритами, плагиогранит-порфирами, хлогрпитами. Краевые части массива изучались на никель-кобальтовые руды. При этом были выявлены небольшие рудопроявления хромитов [5].

Киембаевское месторождение хризотил-асбеста приурочено к краевой части Северного массива. Кора выветривания, развитая в верхних горизонтах до глубины 45—50 м, понижает качество асбеста.

Геохимические пробы представлены рудой (выветрелая руда), породообразующим серпентином из рудного тела (листоватые волокнистые агрегаты светло-серого антигорита с зернами магнетита) и технологическими пробами (хризотил-асбест, антофиллит-асбест). Эти образцы были проанализированы на содержание четырех благородных металлов (БМ) – платину, палладий, золото и серебро. Анализ выполнен автором в лаборатории физических методов исследования кафедры геологии Оренбургского государственного университета методом атомно-абсорбционной спектрометрии (ААС) с электротермическим атомизатором.

В результате проведенных исследований, обнаружены следующие металлы: платина, палладий, золото и серебро. Данные, полученные по содержанию благородных металлов в рудах Киембаевского месторождения хризотил-асбеста, представлены в таблице 1. Для сравнения приведены данные по содержанию БМ в рудах силикатного никеля Буруктальского и в хромитовых рудах Аккаргинского ультраосновных массивов [2, 3].

Как видно из таблицы, в Киембаевском месторождении хризотил-асбеста отмечаются повышенные содержания всех четырех БМ, исходя из средних значений. При этом они распределены крайне неравномерно. Уровень содержания платины и палладия – ультрамафитовый (судя по средним значениям: Pt – 531 мг/т, Pd – 51 мг/т).

Максимальное количество Pt установлено в хризотил-асбесте (далее приводятся средние значения) – 1020 мг/т, (Pd – 2 мг/т). Вмещающий серпентинит и антофиллит-асбест содержат близкие количества Pt – 365 и 382 мг/т, а Pd - 2 и 170 мг/т соответственно. Повышенные содержания Au отмечаются во вмещающем серпентините – 3329 мг/т, а Ag –

в антофиллите – 170 мг/т. Ряд авторов А.П. Переляев (1948), В.Н. Сазонов с соавторами (2002) также отмечают повышенные содержания Au в серпентинитах Восточно-Уральской мегазоны [1, 4].

Благороднометальная специализация Киембаевского (Ясненского) месторождения хризотил-асбеста по платиноидам – палладиево-платиновая, контрастная (на основании средних значений): Au>Pt>Ag>Pd, при соотношении Pt/Pd~10 (таблицы 1, 2).

Таблица 1. Результаты ААС определения Pt, Pd, Au, Ag в месторождениях, связанных с ультрамафитовыми массивами Оренбургской области, (мг/т) [2, 3].

№ п/п	Месторождение (число проб)	Тип	Pt	Pd	Au	Ag	ΣPtPd	Σ БМ
1	Киембаевское (11)	Хризотил-асбестовое	$\frac{44-1421}{531}$	$\frac{2-179}{51}$	$\frac{2-3831}{1360}$	$\frac{27-2799}{476}$	582	2791
2	Аккаргинское (6)	Хромиты	$\frac{14-2150}{971}$	$\frac{9-960}{288}$	$\frac{5-169}{41}$	$\frac{0,6-108}{23}$	1259	1325
3	Буруктальское (6)	Силикатный никель	$\frac{10-32}{14}$	$\frac{10-77}{47}$	$\frac{3-59}{24}$	$\frac{1-101}{27}$	63	114
В числителе указан размах содержаний, в знаменателе – среднее значение.								

Таблица 2 – Благороднометальная специализация месторождений в ультрамафитовых массивах Оренбургской части Южного Урала [2, 3].

Ультраосновной массив	Месторождение	БМ специализация	Pt/Pd
1. Киембаевский	Киембаевское (Ясненское)	Au>Pt>Ag>Pd	10
2. Аккаргинский	Аккаргинское	Pt>Pd>Au>Ag	3,4
3. Буруктальский	Буруктальское	Pd>Ag>Au>Pt	0,4

Как видно из полученных данных, Аккаргинское и Киембаевское месторождения можно отнести к палладиево-платиновому типу (Pt/Pd>1), а Буруктальское месторождение силикатного никеля – к платино-палладиевому (Pt/Pd<1).

Литература

1. *Переляев А.П.* Месторождение Золотая Гора // 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск, 1948. С. 285 – 295.
2. *Пономарева Г.А.* Благородные металлы в Буруктальском месторождении силикатного никеля // Уральская минералогическая школа 2012: сб. статей XVIII Всероссийской научной конференции. – Екатеринбург: Изд. ИГГ УрО РАН, 2012. - С. 125-129.
3. *Пономарева Г.А.* Региональные закономерности распределения платиноидов в Оренбургской части Южного Урала: автореф. дис….канд. геол-мин. наук: 25.00.11. – Екатеринбург, 2013. 23 с.
4. *Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Огородников В.Н., Волченко Ю.А.* Золотое оруденения, сопряженное с альпинотипными ультрабазитами (на примере Урала) // Литосфера. Екатеринбург, 2002. № 4. С. 63 – 77.
5. *Синельников В.Ф., Никитин И.И.* Проект ревизионных работ на хромиты на ультраосновных массивах Оренбургской области. – Оренбург, 1970.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ФАЗЫ OS-RU-IR И OS-(RU)-IR-PT СОСТАВОВ ИЗ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ И ИХ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ МИХАЙЛОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КМА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ РОССИЯ)

Понамарёва М.М.
Воронежский государственный университет, г. Воронеж

Металлы платиновой группы (МПГ) это важнейшее стратегическое сырье, в связи с чем потребность в их обнаружении представляет очень важную задачу для геологии. К числу перспективных на благороднометалльное оруденение относится Центральный регион России.

В строении Воронежского кристаллического массива отмечаются два мегаблока – Хоперский и КМА (Курская магнитная аномалия), которые разделены между собой Лосевской шовной зоной [4].

В геологическом строении Михайловского месторождения (КМА) принимают участие нижнепротерозойские образования, представленные курской и оскольской сериями. В составе курской серии выделены две свиты: стойленская и продуктивная коробковская, которая включает две железорудные и две сланцевые подсвиты [4]. На месторождении широко развиты коры выветривания по железистым кварцитам, для которых характерны три морфогенетических типа: а) площадной; б) линейно-площадной; в) линейный. На Михайловском месторождении мощность коры выветривания колеблется от 5 м до 150-300 м, иногда зона окисления железистых кварцитов опускается до горизонта (–800 м).

В железистых кварцитах и их коре выветривания установлены собственные минеральные формы благородных металлов (самородное золото, сперрилит, осмирид (невьянскит), иридосмин (сысертскит), рутенистый платосмиридий, рутениридосмин, платиносодержащий рутениридосмин, осмий самородный, платиридосмин) (рис. 1, табл. 1-2) [2-6].

Таблица 1. Химический состав МПГ из железистых кварцитов, мас.% [2, 4-6].

Элемент	1	2	3	4
Fe	0,2	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Ni	1,2	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Cu	0,8	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Ru	26,6	3,3	35,2	19,8
Rh	0,3	0,3	0,7	н.п.о.
Pd	0,2	0,3	н.п.о.	н.п.о.
Os	56,5	95,6	25,1	19,8
Ir	12,9	0,5	28,1	20,0
Pt	1,3	н.п.о.	10,9	40,4
Кристаллохимические формулы				
1	$Os_{0,44}Ru_{0,39}\ Ir_{0,1}(Ni_{0,03}Cu_{0,02}Pt_{0,01})$			
2	$Os_{0,92}Ru_{0,05}$			
3	$Ru_{0,5}Ir_{0,21}Os_{0,19}Pt_{0,08}Rh_{0,01}$			
4	$Pt_{0,34}\ Ru_{0,33}\ Os_{0,16}Ir_{0,17}$			

Примечание: 1 – рутениридосмин; 2 – осмий самородный; 3 – платиносодержащий рутениридосмин; 4 - платосмиридий. Анализы выполнены в ЗАО «РАЦ Механобр-Инжиниринг Аналит» (аналитик Ю. Л. Крецер). Данные анализа нормализованы. Н.п.о. – ниже предела обнаружения (рис. 1-3).

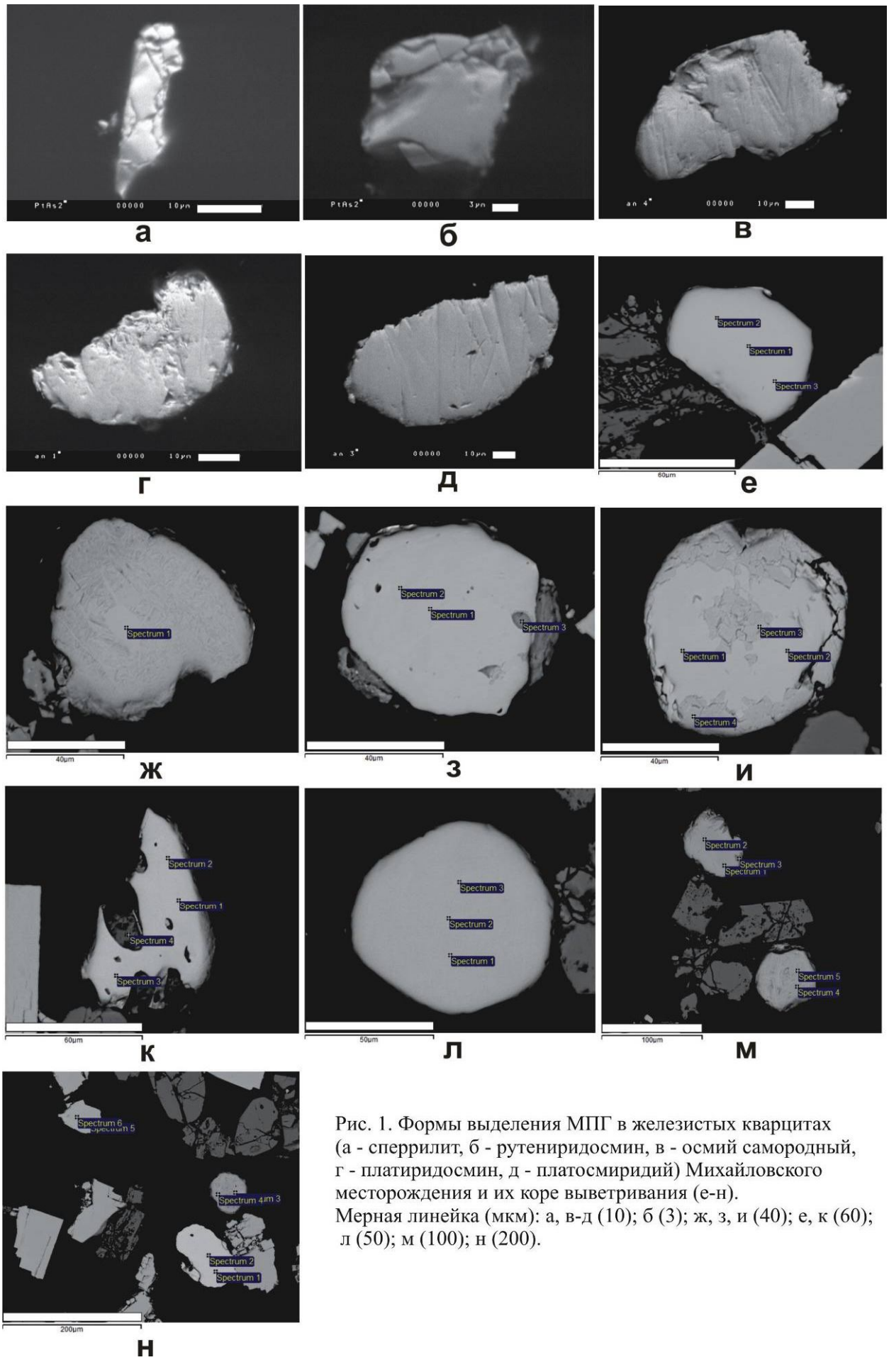


Рис. 1. Формы выделения МПГ в железистых кварцитах (а - сперрилит, б - рутениридосмин, в - осмий самородный, г - платиридосмин, д - платосмиридий) Михайловского месторождения и их коре выветривания (е-н).
Мерная линейка (мкм): а, в-д (10); б (3); ж, з, и (40); е, к (60); л (50); м (100); н (200).

Таблица 2. Химический состав МПГ из коры выветривания железистых кварцитов Михайловского месторождения, мас.%.

№		S	Fe	Ni	Ru	Rh	Os	Ir	Pt
1	1	0,00	0,00	0,00	5,96	0,00	56,45	37,59	0,00
	2	0,00	0,00	0,00	6,25	0,00	56,53	37,22	0,00
	3	0,00	0,00	0,00	5,68	0,00	56,84	37,48	0,00
2	1	0,00	0,33	0,00	8,69	0,00	58,92	32,06	0,00
3	1	0,00	1,64	0,64	1,19	0,00	42,11	54,42	0,00
	2	0,00	1,16	0,56	0,00	0,00	43,44	54,84	0,00
4	1	0,00	0,49	0,00	2,66	0,00	25,54	71,30	0,00
	2	0,00	0,35	0,00	2,64	0,00	25,56	71,45	0,00
	3	0,89	6,93	0,00	2,83	0,00	24,75	64,60	0,00
	4	0,00	11,77	0,00	2,23	0,00	26,58	59,42	0,00
5	1	0,00	0,30	0,00	0,00	0,00	42,10	57,60	0,00
	2	0,00	0,00	0,00	2,16	1,40	39,69	56,75	0,00
	3	0,00	0,40	0,00	0,00	0,87	41,93	56,80	0,00
6	1	0,00	0,50	0,00	15,26	0,00	44,04	40,20	0,00
	2	0,00	0,64	0,00	14,85	0,00	44,40	40,11	0,00
	3	0,00	0,54	0,00	15,11	0,00	44,65	39,70	0,00
7	3	0,00	0,00	0,00	24,91	0,00	35,06	33,96	6,07
	4	0,00	0,70	0,91	24,75	0,00	34,16	33,26	5,29
8	1	0,00	0,82	1,11	22,89	4,90	12,40	18,18	39,70
	2	0,00	0,92	1,13	23,19	4,15	14,35	17,74	38,52
	3	0,00	0,31	0,00	44,56	2,92	17,70	27,79	6,72
	4	0,00	0,00	0,00	20,81	0,00	36,25	42,93	0,00
	5	0,00	0,00	0,00	21,62	0,00	33,96	44,42	0,00

Кристаллохимические формулы

1	1) $Os_{0,54}Ir_{0,36}\ Ru_{0,11}$ 2) $Os_{0,55}Ir_{0,35}Ru_{0,11}$ 3) $Os_{0,55}Ir_{0,35}\ Ru_{0,11}$	5	1) $Ir_{0,57}Os_{0,42}\ (Fe_{0,01})$ 2) $Ir_{0,56}Os_{0,39}\ (\ Ru_{0,04}\ Rh_{0,02})$ 3) $Ir_{0,56}Os_{0,41}\ (Rh_{0,02}\ Fe_{0,01})$
2	1) $Os_{0,54}Ir_{0,3}\ Ru_{0,16}(Fe_{0,01})$	6	1) $Os_{0,38}Ir_{0,35}Ru_{0,25}Fe_{0,02}$ 2) $Os_{0,38}Ir_{0,35}Ru_{0,25}Fe_{0,02}$ 3) $Os_{0,38}Ir_{0,35}Ru_{0,25}Fe_{0,02}$
3	1) $Ir_{0,51}Os_{0,4}\ (Fe_{0,05},\ Ru_{0,02}Ni_{0,02})$ 2) $Ir_{0,53}Os_{0,42}\ (Fe_{0,04},\ Ni_{0,02})$	7	3) $Ru_{0,39}\ Os_{0,28}\ Ir_{0,28}\ Pt_{0,05}$ 4) $Ru_{0,36}\ Os_{0,27}\ Ir_{0,26}\ Pt_{0,05}\ (Ni_{0,03}\ Fe_{0,02})$
4	1) $Ir_{0,69}Os_{0,24}\ (Ru_{0,06,}\ Fe_{0,02})$ 2) $Ir_{0,69}Os_{0,24}\ (Ru_{0,06,}\ Fe_{0,01})$ 3) $Ir_{0,55}Os_{0,21}Fe_{0,19}\ Ru_{0,05}$ 4) $Ir_{0,46}Os_{0,21}\ Fe_{0,31}\ Ru_{0,03}$	8	1) $Ru_{0,34}Pt_{0,3}Ir_{0,13}Os_{0,1}Rh_{0,07}(Ni_{0,03}\ Fe_{0,02})$ 2) $Ru_{0,34}Pt_{0,29}Ir_{0,13}Os_{0,12}Rh_{0,06}(Ni_{0,03}\ Fe_{0,03})$ 3) $Os_{0,12}Ir_{0,19}\ Ru_{0,6}Pt_{0,04}Rh_{0,04}(Fe_{0,01})$ 4) $Os_{0,31}Ir_{0,35}\ Ru_{0,34}$ 5) $Os_{0,29}Ir_{0,37}\ Ru_{0,34}$

Примечание: *1 – рутениридосмин (спектры 1-3) (рис. 1, е); 2 – рутениридосмин (спектр 1) (рис. 1, ж); 3 – осмирид (невьянскит) (спектры 1, 2; спектр 3 – ирарсит* $(Ir_{0,33}(S_{0,6}As_{0,01}Bi_{0,06})_{0,67})$*) (рис. 1, з); 4 – невьянскит (спектры 1-4) (рис.1, и); 5 – невьянскит (спектры 1-3; спектр 4 – ксингцхонгит (?)* $((Ir_{0,14}Cu_{0,11}Rh_{0,1})(S_{0,52}As_{0,05}Sb_{0,01})_{0,58})$ *(рис.1, к); 6 – рутениридосмин (спектры 1-3) (рис.1, л); 7 – платиносодержащий рутениридосмин (спектры 3-4), (спектры 1, 2, 5, 6 – самородное золото) (рис.1, н); 8 – рутенистый платосмиридий (спектры 1-2), платиносодержащий рутениридосмин (спектр 3), рутениридосмин (спектры 4-5) (рис. 1, м). Анализы выполнены в ЗАО «РАЦ Механобр-Инжиниринг Аналит» (аналитик А. Антонов) (рис. 1-3).*

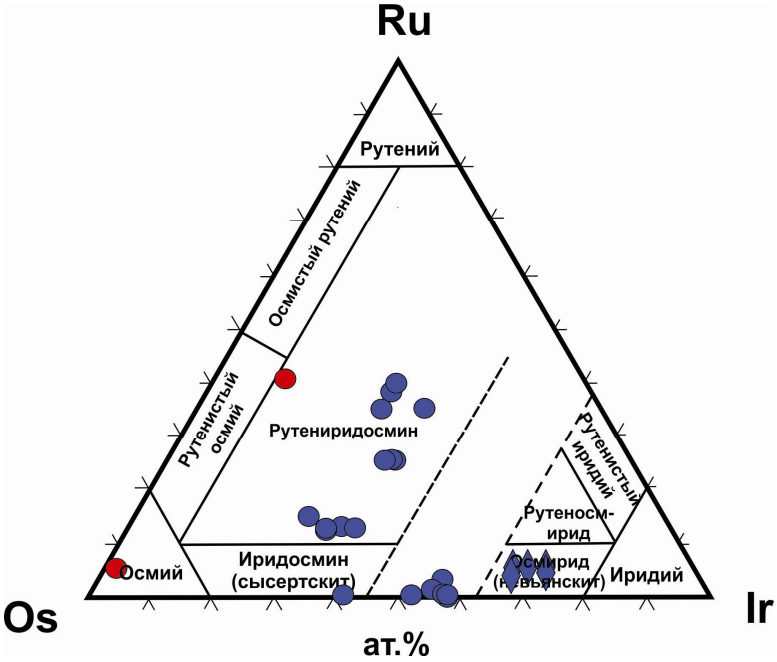


Рис. 2. Положение различных минеральных фаз Os-Ru-Ir состава в номенклатурной диаграмме Д. Харриса, Л. Кабри: (здесь и ниже) кружки обозначают гексагональные сплавы, а ромбы – кубические; красного цвета – данные по железистым кварцитам (табл. 1), синего – по коре выветривания (табл. 2).

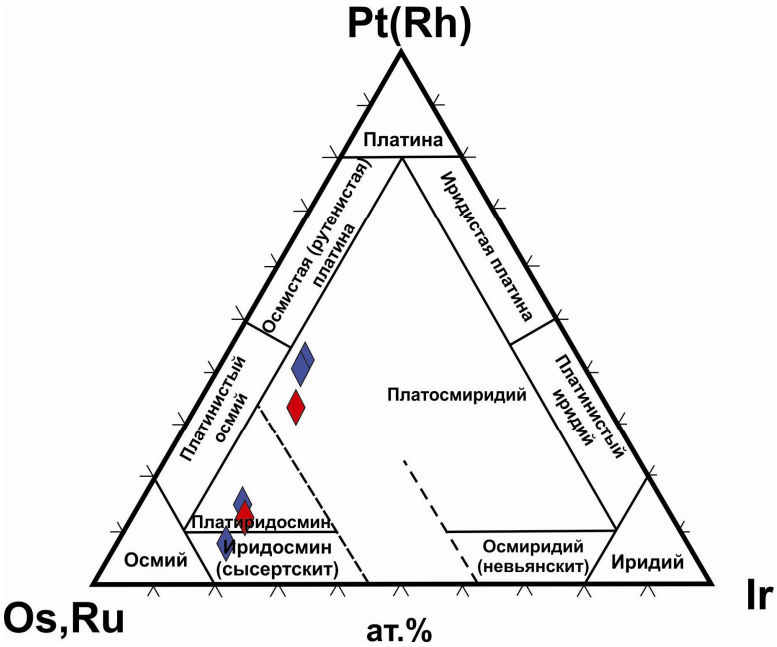


Рис. 3 Положение различных минеральных фаз Os-(Ru)-Ir-Pt (Rh) на диаграмме состава.

В железистых кварцитах и коре выветривания по ним было установлено большое количество разнообразных природных сплавов Os-Ir-Ru и Os-Ir-Ru-Pt, которые, в свою очередь, и являются главными концентраторами этих элементов. Исследования П. Рудмана (1967 г.) показали, что Os-Ir сплавы до состава $Ir_{80}Os_{20}$ кубические, а $Os_{65}Ir_{35}$ – гексагональные [1]. Он так же установил, что сплавы с атомным содержанием иридия (58-100%) относятся к кубическим гранецентрированным, а сплавы с содержанием иридия меньше 45 % обладают гексагональной плотнейшей упаковкой. Д. Харрис и Л. Кабри на основании этих исследований предложили свою номенклатуру природных Os-Ir-Ru твердых растворов [1], которая иллюстрируется на рис. 2, 3, куда были вынесены атомные содержания элементов в железистых кварцитах и коре выветривания по ним Михайловского месторождения КМА.

Нанеся результаты анализов на диаграммы составов минеральных фаз получаем, что большинство Ir-Os минералов попало в область, отвечающую гексагональным фазам (рис. 2-3). В сплавах наблюдается довольно низкое содержание Fe, Ni, но относительно

высокое – Pt, Ru, реже Rh. Наиболее высокие содержания Rh характерны для минералов, в которых отмечается преобладание Ir над Os и для минералов с высоким содержанием Pt (табл. 2). Большинство Os-Ir минералов, для которых характерно преобладание Os и Ru относится к гексагональной плотнейшей упаковке, а минералы с преобладанием Ir и Pt к кубической (табл. 2). Эта зависимость структуры от химического состава Ir-Os минералов отразилась и на морфологии зерен (рис. 1).

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ВГУ № ПСР-МГ/13-13 и № ПСР-МГ/16-12 , РФФИ 12-05-31251.

Литература

1. Минералы благородных металлов / Под. ред. О. Е. Юшко-Захаровой [и др.] – М.: Недра, 1986. 272 с.
2. *Понамарёва М.М.* Геология, закономерности распределения и условия формирования золото-платинометалльного оруденения в коре выветривания железистых кварцитов Старооскольского и Михайловского железорудных районов КМА: дис. … канд. г.-м. н. – СПб., 2013. 148 с.
3. *Понамарева М.М.* Формы нахождения благородных металлов в коре выветривания железистых кварцитов Михайловского месторождения КМА // Материалы научных докладов годичного собрания Воронежского отделения Российского минералогического общества. Воронеж, 2011. С. 68-76. - http://www.minsoc.ru/FilesBase/voronezh2011-1.pdf
4. *Чернышов Н.М.* Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та , 2004. 448 с.
5. *Чернышов Н.М.* Особенности распределения и формы нахождения благородных металлов в железистых кварцитах Михайловского месторождения КМА и их техногенных продуктах (Центральная Россия) // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геол., 2003. № 1. С. 33-104, 199.
6. *Чернышов Н.М., Понамарёва М.М.* Новые данные о формах нахождения благородных металлов в коре выветривания железистых кварцитов Михайловского месторождения КМА (Центральная Россия) // Докл. РАН, 2012. Т. 443. № 3. С. 337-341.

МИНЕРАЛЫ – ТВЁРДОЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ВСЕЛЕННОЙ

Попов В.А.
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

Минералогия – наука каменная.
Д. П. Григорьев

70 лет назад А. Е. Ферсман выступил с докладом «Задачи минералогии в нашей стране» на совещании минералогов и геохимиков в Отделении геолого-географических наук Академии наук СССР (31 октября – 2 ноября 1944 года). Он просил исследователей не забывать, что минерал не просто химическое соединение из учебника химии, а ***природное тело*** со всей сложностью его законов и его историей [8, с. 552]. А. Е. Ферсман высказал удивление, что минералов известно около 3000, в то время как сочетание нескольких элементов из 92 Менделеевской таблицы должно дать гораздо больше минералов.

Что является объектом науки минералогии? Что такое минералы, минеральные виды? Дискуссия на эти темы имеет длительную историю. В России они интенсивно обсуждались в 70-х годах XX века. Обстоятельное исследование проблемы провёл Н. П. Юшкин [9]. Серию ярких очерков по фундаментальной и генетической минералогии недавно написал Б. Е. Боруцкий [1–4]. В его очерках приведён достаточно большой литературный обзор, который позволяет здесь обсудить избранные фундаментальные проблемы минералогии, не привлекая множество дополнительных источников. Ссылки на эти источники можно найти в очерках Б. Е. Боруцкого.

В очерке № 1 Б. Е. Боруцкий [1, с. 159–160] пишет: *«Минералоги – кто же они, геологи или химики? По Г. Б. Бокию, минералогия представляет учение о неорганических соединениях и является лишь частью химии. Минералоги-«геологи» всегда возражали против «химического» формализма в разграничении минеральных видов, требуя геологической его осмысленности. Минеральный вид – понятие, требующее уточнения. Минеральный вид – понятие абстрактное, но оно обобщает и «поглощает» свойства и поведение конкретных минеральных индивидов. Зоны роста и сектора в одном кристалле относятся к одному минеральному виду, поскольку между ними нет фазовой границы»*. Автор приводит рассуждения многих ведущих минералогов, требующих при выделении минеральных видов, кроме химических формализмов, учитывать геологические факторы, изменяющиеся во времени. В строгом смысле, минералоги есть минералоги, они не геологи и не химики, поскольку у минерала есть всё – химический состав и физические свойства в пространстве-времени.

Кристаллическое вещество, рассматриваемое в органической химии, в учебниках редко относится к миру минералов. Разделение на органическую и неорганическую химию произошло исторически и совершенно условно, никакого фундаментального различия между объектами этих ветвей химической науки нет (рис.)! Более того, встречаются природные минеральные агрегаты, где органические и неорганические минералы выросли совместно и одновременно, есть сокристаллизация таких минералов в живых организмах (белки+оксалаты+карбонаты+фосфаты и другие). Это разделение принято в науке из классификационных соображений. Кристаллы белков, оксалатов, карбонатов, сульфидов, оксидов и т. д. являются представителями единого минерального мира. Органические и неорганические минералы имеют общую методологию исследования.

Б. Е. Боруцкий выступает против излишнего «размножения» минеральных видов на основе кристаллохимических соображений. Минералы он традиционно называет фазами. «*…Новейшие рекомендации КНМНМ ММА становятся просто нелепыми. Эти правила, по сути дела, являются стыдливым прикрытием нашего незнания минералов».*



Рис. 1. Кристаллы и анатомические картины кристаллов неорганических минералов: 1 – шерл, 2 – пирит, 3 – игольчатый рутил в кварце, 4 – кианит, 5 – эльбаит.



Рис. 2. Кристаллы разных белков (http://ru.wikipedia.org/wiki/Белки).

«В биологии вид – это совокупность индивидов». «Согласно Е. К. Лазаренко (1963), минеральный вид – совокупность минеральных индивидов однотипной структуры и состава». «Содержание понятия минеральный вид конкретно и может меняться при разных физико-химических параметрах». Там же: *«**Ограничение минералогической науки изучением минералов на одном уровне (например, химическом), превращение её только в описательную науку, переадресация изучения поведения минералов в геологических процессах другим наукам – петрологии, литологии, геохимии, по нашему мнению, приведёт к превращению минералогии в химию и её уничтожению как геологической науки»*** [1, с. 165].

Очевидно, при изучении минерального вещества не следует смешивать задачи диагностики минералов и считывания генетической информации. Для диагностики (идентификации) минерала необходимы и достаточны состав и структура. Следовательно, классификация минералов должна быть кристаллохимической. Генетические особенности минералов (типоморфизм) не относятся к диагностике минерала. Они относятся к отображению минералами условий кристаллизации. Следовательно, речь должна идти о классификации условий кристаллизации. Минеральный вид не является континуумом минеральных индивидов Вселенной со всеми их особенностями конституции. В модели минерального вида можно учесть только изученные признаки с некоторыми экстраполяциями. Классифицируются модели минеральных видов, а не минеральные индивиды. В биологии виды тоже не являются континуумами индивидов, но лишь моделями (образами) с приписанными из статистических наблюдений характеристиками. Б. Е. Боруцкий уверен, что минералогия – наука геологическая, и не видит её фундаментальности и принадлежности всему естествознанию.

Полемизируя с Б. Е. Боруцким, Р. К. Расцветаева и Н. В. Чуканов [7] среди исключений в минералогии пишут: «*Минералы – твёрдые вещества. Но ртуть – жидкий минерал. Манассеит–гидроталькит фактически политипы, но для них сделано исключение как для видов. Минерал должен иметь природное происхождение, но уже утверждённые техногенные минералы (например, фторэллестадит) традиционно продолжают считаться минеральными видами. Определение: «Под минералом понимается твёрдое, индивидуальное в кристаллохимическом смысле вещество, образовавшееся в ходе геологических процессов*». Мои замечания: «кристаллохимический смысл» надо раскрывать и определять; «геологический процесс» надо определить – он только на планете Земля (Гео) или во Вселенной? Почему процесс кристаллизации минералов надо называть геологическим? Процесс кристаллизации минералов есть природное явление – сборка кристаллов из атомов и группировок атомов в пересыщенных средах. Есть большая разница между терминами «техногенный минерал» и «минерал зоны техногенеза»: технически (искусственно) минерал не создать, а вырасти в техногенной (искусственной) системе он может. Термин «техногенный (искусственный) минерал» этимологически неудачен. Человек не может сам выстроить атомы в виде структур с дальним порядком. Пример ртути как жидкого минерала неудачен: при более низкой температуре (минус 39 градусов по Цельсию) ртуть находится в виде кристаллов подобно соотношениям вода-лёд. Поэтому речь должна идти о возможных условиях во Вселенной, а не только об условиях проживания человека.

В очерке № 3 Б. Е. Боруцкий пишет [2, с. 148]: «*Главным критерием разграничения **минеральных видов** является наличие для выделяемых совокупностей минеральных индивидов **самостоятельных полей стабильности**, внутри которых отсутствуют резкие границы фазовых переходов, области фазового распада и сохраняется **химическая и структурная индивидуальность минерала**, выражающаяся в частности в сохранении **типа** кристаллической структуры и соотношений между главными химическими компонентами как **наиболее существенные** их признаки*». Реально человеческая мысль идёт сначала от минерала к диаграмме, но не наоборот: если есть минерал, то обязательно есть его «поля стабильности». Реально никто из минералогов при выделении минерального вида не оперировал совокупностями индивидов и полями стабильности. Строилась модель

минерального вида, исходя из имеющихся аналитических данных и представлений с использованием экстраполяций и интерполяций на диаграммах состава. Также реально: полей стабильности минералов на разнообразных диаграммах можно построить множество. Для построения любых диаграмм приходится упрощать сложные природные взаимодействия атомов и молекул, что далеко не всегда ведёт к лучшему пониманию их. Как говорил замечательный хирург и кибернетик Н. М. Амосов, понять – значит смоделировать и привыкнуть пользоваться. Диаграммы с полями стабильности минералов отчасти отображают известные экспериментальные данные, но не являются полным отображением всех возможных в природе условий. Минералогическая наука накопила уже много данных о сокристаллизации полиморфов или минералов «запрещённых на диаграммах парагенезисов». Эти наблюдения говорят о недостатках в теоретических физико-химических разработках, в которых не принято сомневаться в геологических науках.

Геологическое восприятие минерального мира Б. Е. Боруцкий раскрывает в очерке № 5 [3, с. 153]: «*Минеральные виды должны выделяться и систематизироваться минералогами в соответствии с законами геологии – естественно-исторической науки*». В тексте статьи не приведено ни одного геологического закона, речь идёт только о физико-химических условиях. «*Обсуждая наше предложение о необходимости принятия в качестве главного видообразующего критерия наличие для выделяемого минерального вида самостоятельного* ***поля стабильности***, *В. С. Урусов предложил заменить понятие* ***поля стабильности*** *на понятие* ***поля существования***» [3, с. 163]. Моё замечание состоит в следующем. Диаграммы можно строить на разных принципах с введением множества допущений. ***Диаграммы состояния не управляют ростом кристаллов минералов*** как утверждается в некоторых учебных пособиях. На диаграммах отображается лишь часть информации о кристаллизации веществ. Так, на диаграммах не отображены волновые явления при кристаллизации минералов и возникновение диссипативных текстур. Поэтому «поля стабильности или существования» являются «бумажными полями» в рамках принятых допущений.

Важное высказывание сделано Б. Е. Боруцким [4, с. 151] в очерке № 6: «*Без минералогического изучения невозможно сделать убедительные петрогенетические и рудогенетические выводы по той причине, что и породы, и руды сложены агрегатами минералов, химический состав которых и структурные особенности целиком определяются конкретными минералообразующими процессами. А их в свою очередь невозможно понять и объяснить без соответствующих минералогических знаний. Чем детальнее мы изучаем минералы – тем более обоснованными будут наши генетические выводы и представления*». Вообще из этого заключения Б. Е. Боруцкого следует, что петрогенез и рудогенез (а также металлогения) есть минерагенез (минерагения), поскольку речь идёт о происхождении минеральных (каменных) тел. Все металлы есть минералы (кристаллические вещества). Можно утверждать, что ***любые минералы и минеральные агрегаты могут быть чем-либо полезными человеку и стать рудой***. С научной точки зрения, рудогенез ничем специфичным не отличается от минерагенеза, но сам термин обладает магическим свойством уводить исследователя в особые размышления, связанные с экономической жизнью общества.

Искусственных минералов нет, их всегда растит природа (собирает из атомов, из атомных группировок). Искусственными могут быть лишь кристаллизационные системы и обработка камня. Можно говорить об искусстве создания кристаллизационных систем, но в них кристаллы растут сами (естественно). Все химические вещества, полученные в экспериментальных условиях, тоже минералы. Человек принципиально не может искусственно из атомов собрать минерал. Можно уверенно полагать, что все «искусственные» соединения, полученные человеком в экспериментальных (искусственных) системах, ещё где-либо есть в природе. Вселенная бесконечна, комбинаторика химического состава и физических условий необозрима. Человек может лишь повторить что-либо из бесконечной комбинаторики Вселенной. Следовательно, «искусственное» химическое соединение

есть минерал, созданный Природой. Отсюда же следует, что все уже «синтезированные человеком» в искусственных системах миллионы кристаллических веществ обязательно есть где-либо во Вселенной.

Минералогическое знание со временем эволюционировало [11; и др.]. Каждый исторический интервал времени можно выразить через ведущий познавательный подход к объектам минералогии, через основную идею или, по-современному, парадигму науки.

Для использования минерала человеком одной кристаллохимической модели оказалось недостаточно. Состав и свойства минеральных индивидов могут существенно меняться в некоторых пределах. Появилось учение о типоморфизме минералов, которое интенсивно развивалось весь XX век. По-видимому, это учение составляет парадигму минералогии XX века.

Конкретные характеристики минералов определяются их онтогенезом (историей «жизни»). К середине XX века накопилось много сведений о неоднородностях внутри минеральных индивидов. Профессор Д. П. Григорьев [5] свёл эти данные в виде законов анатомии кристаллов. Из законов анатомии следует, что все элементы анатомии кристаллов (зоны роста и пирамиды нарастания граней разных простых форм) физически и химически различны. Иногда в одном кристалле в разных элементах анатомии можно обнаружить до 3-4 минеральных видов. В соответствии с определением фазы как однородной субстанции в физико-химической системе минеральные индивиды не являются фазами этой системы. Необходимо дать либо другое определение фазе, либо фазовые границы проводить внутри кристалла. Теория типоморфизма должна быть пересмотрена и уточнена. Таким образом, парадигму минералогии XX века следует изменить.

Новая парадигма XXI столетия утверждает необходимость исследования явления и механизмов разделения атомов элементов и их изотопов в процессе образования кристаллов минералов (возникновение секториальности) и использования их для создания новой теории роста кристаллов, обновлённой теории типоморфизма минералов, широкого применения в науке, технике и технологиях (например, технологиях обогащения изотопов).

Фундаментальность минералогии хорошо видна в разрабатываемых ею направлениях. Н. П. Юшкин [11, с. 19-20] предполагал необходимость развития минералогических направлений XXI века: разработка новой «реальной» кристаллохимии минералов (визуализация кристаллической структуры на атомном и надатомном уровнях), исследование дисперсного и ультрадисперсного состояния вещества, разработка теории и методологии микроминералогии и наноминералогии; проблема сингенеза, взаимодействия и коэволюции живого и минерального миров; разработка научных основ биоминералогии, медицинской минералогии; исследования биоминералогических проблем биоэкологии; оформление нового научного направления – витаминералогии (минералогии жизни); минеральный организмобиоз; концепция жизни углеводородной кристаллизации; геотехногенез и техногенное минералообразование. Как видим, эти направления почти не касаются геологических наук.

И далее в системе геологических наук: «Разработка научной системы прикладной минералогии, включающей топоминералогическое изучение рудоносных районов на основе минералогического картирования, поисково-оценочную минералогию, технологическую минералогию, искусственное получение минералов и материалов на минеральной основе… Развитие региональных минералогических исследований, создание региональных минералогических обобщений… Создание методического аппарата для решения широкого комплекса геологических и космогенетических задач по минералогическим данным» [9, с. 20].

В книге «Топоминералогия» Н. П. Юшкин [10, с. 7] высказал следующую мысль: «*В XX веке в геологию интенсивно внедрялись геофизические и геохимические методы, постоянно совершенствующиеся и достигшие высокой эффективности. Методы же региональной и полевой минералогии развивались лишь в частных направлениях и в целом*

недалеко ушли от древнего шлихового метода. И сегодня мы с сожалением должны признать, что минералогия ещё не предложила своего комплексного минералогического метода прогноза, поисков и оценки месторождений полезных ископаемых, сравнимого по теоретической обоснованности, методической обработке и эффективности с геофизическими и геохимическими методами». Поскольку эта мысль отображает представления геологической общественности о роли минералогии в оценке месторождений полезных ископаемых, следует её прокомментировать. В минералогии, конечно, есть весьма эффективные методы оценки месторождений полезных ископаемых [6]. Абсолютное большинство месторождений в мире открыто на основе прямых минералогических наблюдений. В. И. Вернадский в начале XX века называл результаты топоминералогических работ основным субстратом минералогии, её жизненной почвой.

Полезные ископаемые предстают перед нами в виде минеральных тел. Минеральные тела имеют конкретные физические свойства и создают физические поля, которыми занимается наука геофизика. Вопрос: могут ли физические поля дать информацию о минеральном теле, достаточную для технологии минерального сырья (поскольку речь идёт о месторождении)? Ответ: нет, не могут. То же можно сказать о геохимических аномалиях. Тогда о каких сравнениях теоретической обоснованности геофизических и геохимических методов поисков и ***оценки месторождений*** полезных ископаемых (руд) можно говорить? Они по определению термина «технология ***минерального сырья***» не могут соперничать с минералогическими методами. Геофизические и геохимические методы развиты для поисков аномалий в пределах физических и химических полей (точнее виртуальных моделей). Реальных границ аномалии не имеют. Ощущение слабости минералогических методов у естествоиспытателей может возникнуть лишь в связи с личным восприятием и пониманием наук, которое формируется под влиянием действующей парадигмы.

Итак, минералы – это твёрдое вещество, существующее во Вселенной в виде кристаллов и зёрен. По-другому, всё твёрдое кристаллическое вещество Вселенной (космоса) есть минеральный мир. Все кристаллы и кристаллические зёрна имеют определённый химический состав и структуру. Все минералы образованы путём кристаллизации – природного процесса выстраивания атомов и молекул в виде структур с дальним порядком в пересыщенных (переохлаждённых) по отношению к минералу средах. Металлы, слюнные и почечные камни, витамины, белки и любые другие вещества кристаллического строения являются минералами – объектами изучения науки минералогии. Минералогия – наука каменная не потому, что зародилась в каменном веке, а потому, что лежит в основе (фундаменте) естествознания.

Литература

1. *Боруцкий Б.Е.* Очерки по фундаметальной и генетической минералогии: 1. Что же такое «минерал» и «минеральный вид»? // Новые данные о минералах. Вып. 40. М.: ЭКОСТ, 2005. С. 159–166.
2. *Боруцкий Б.Е.* Очерки по фундаментальной и генетической минералогии: 3. Минералы переменного состава с переменной структурой и проблемы видообразования в минералогии // Новые данные о минералах. Вып. 43. 2008. С. 148–173.
3. *Боруцкий Б.Е.* Очерки по фундаментальной и генетической минералогии: 5. Минеральные виды и метастабильное минералообразование // Новые данные о минералах. Вып. 45. 2010. С. 153–166.
4. *Боруцкий Б.Е.* Очерки по фундаментальной и генетической минералогии: 6. Опыт использования детальных минералогических исследований для решения проблем петрогенеза и рудогенеза на примере Хибинского массива // Новые данные о минералах. Вып. 47. 2012. С. 128–157.
5. *Григорьев Д.П.* О законах анатомии кристаллов // Кристаллография, 1971. Т. 16. Вып. 6. С. 1226–1229.

6. *Попов В.А., Попова В.И.* Методика и результаты минералогического картирования вольфрам-оловянного месторождения Тигриное (Приморье). Екатеринбург: Наука, 1992. 92 с.
7. *Расцветаева Р.К., Чуканов Н.В.* Минеральный вид или минеральная разновидность? // Новые данные о минералах. Вып. 41. М.: ЭКОСТ, 2006. С. 172–183.
8. *Ферсман А.Е.* Избранные труды, т. V. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 550–561.
9. *Юшкин Н.П.* Теория и методы минералогии (избранные проблемы). Л., Наука, 1977. 291 с.
10. *Юшкин Н.П.* Топоминералогия. М., Недра, 1982. 288 с.
11. *Юшкин Н.П.* Минералогия на пороге нового тысячелетия // Уральский минералогический сборник № 9. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. С. 3–21.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И СОСТАВ НЕФРИТОВ С БАЖЕНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Попов М.П.[1], Лоскутов А.Б.[2], Новгородова Е.А.[2], Нурмухаметов Ф.М.[1], Веретенникова Т.Ю.[1], Ляпина О.В.[1]

[1]Уральский государственный горный Университет, г. Екатеринбург

[2] г. Асбест

Баженовское месторождение является одним из самых крупных месторождений хризотил-асбеста в мире, оно приурочено к одноименному дунит-гарцбургитовому массиву и является по своим масштабам уникальным. Первые сведения о находке нефритов в Баженовском месторождени известны с 2009 г. (устное сообщение Точилина Б.А.). Первые материалы о нефритовых породах с Баженовского месторождения были опубликованы в работе [1].

Нефриты найдены в карьере Баженовского месторождения на Центральном и Южном участках, в виде контактной зоны между мелкозернистым габбро и серпентинитом. Цвет нефрита изменяется от насыщенно-зеленого до серовато-зеленого. Редко встречаются разновидности яблочно-зелёного цвета. Текстура – массивная, пятнистая и полосчатая. Блочность каменного материала, которая зависит от карьерных буро-взрывных пород, составляет от 5-7см и доходит до 1.5-2м.

Минеральный состав нефритов с Баженовского месторождения изучался с помощью микроскопии в проходящем свете в оптической лаборатории Уральского государственного горного университета и сканирующей электронной микроскопии с энергодисперсионной приставкой в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитик С.П. Главатских).

Основная масса (65-75%) породы представлена амфиболом ряда ***тремолит-актинолит.*** Минерал образует спутанно-волокнистую, местами сноповидную структуру, средний размер волокон в длину составляет 0,06-0,138 мм. Кроме того, в основной массе встречен серпентин, который образует мелкочешуйчатый агрегат (25-35%), который представлен ***антигоритом.*** В общей массе породы встречаются реликтовые зерна ***клинопироксена***, средний размер которых 0,085 х 0,035 мм. Границы зерен неровные и корродированы. Часто наблюдается полное или частичное замещение клинопироксена амфиболом или серпентинитом. В небольшом количестве (3-4%) в некоторых разновидностях нефритов с Баженовского месторождения встречен ***тальк*** в виде редких чешуек до 1 мм.

В качестве типового акцессорного (7-9 %) минерала в нефритах с Баженовского месторождения встречается ***хромит.*** Минерал образует следующие выделения: 1 - мелкие буровато-черные зерна (0,2-08 мм) с четкими границами; 2) микрозерна, которые образуют “дорожки”; 3) пылевидные выделения бурого цвета. По результатам полуколичественного анализа в хромите отмечается повышенное содержание цинка (1.8 - 3.3 %). Вокруг зерен хромита иногда образуются зоны ярко-зеленого цвета, которые представлены мелкозернистым ***Cr- гроссуляром*** (рис. 1). Содержание хрома по данным полуколичественного анализа достигает 4.7-5.2 %. Границы между нефритом и гранатом полурасплывчатые и округлые. В редкой акцессорной примеси в нефритах обнаружен ***никелин.*** Минерал образует единичные зерна размером 0,05 - 0,12 мм, которые встречаются как в основной массе нефрита, так и в трещинах хромита (рис. 1).

Полный химический состав нефритов (табл. 1) изучался в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитик Н.П. Горбунова) рентгеноспектральным флуоресцентным методом на приборе XRF 1800. По данным таблицы видно, что процентное содержание основных окислов в нефритах из Баженовского месторождения соответствует содержаниям окислов в нефритах с известных месторождений в Саянах.

График (рис. 2) составлен по данным исследования нефритов с известных Саянских месторождений. В нем выделены различные типы нефритов. По данному графику видно, что по содержанию окислов основных компонентов нефритов с Баженовского месторождения попадают под категорию ***апогипербазитовых.***

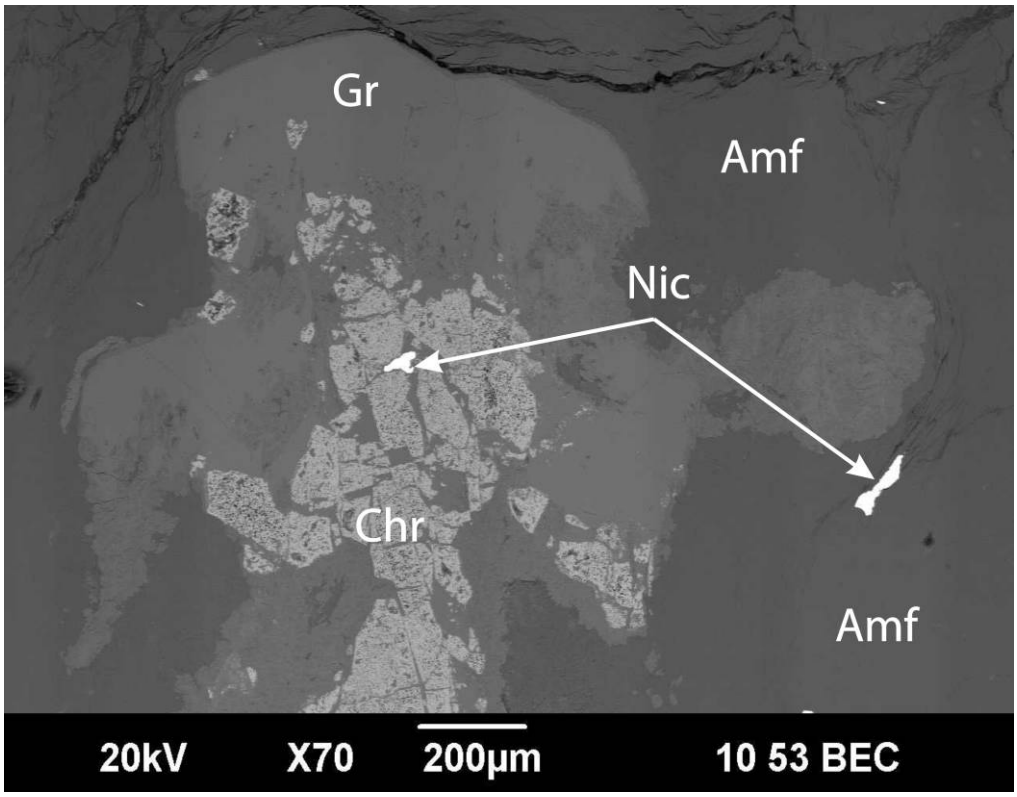


Рис. 1. Выделения Cr- гроссуляра (Gr), хромита (Chr), никелина (Nic) в нефрите (Amf.)

Таблица 1. Результаты полного химического анализа нефритов, %.

№ пробы	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3 общ	MgO	MnO	Na_2O	CaO	Cr_2O_3	Ni_2O	As_2O_3	П.П.П.	Сумма
Баж-1	58	0,3	3,89	23	0,116	0,04	12	0,213	0,096	0,090	2.0	99,71
ОВ1	57,52	1,14	4,06	27,04	0,076	<0.1	5,81	0,313	0,27	0,035	3,8	100,07
ОВ2	58,07	0,45	3,32	23,12	0,095	<0.1	12,25	0,117	0,14	0,071	2,4	100,00
ОВ3	58,22	0,32	4,47	22,27	0,114	<0.1	12,05	0,330	0,13	0,119	2,1	100,05
ОВ4	58,49	0,39	3,48	23,05	0,098	<0.1	12,04	0,077	0,13	0,039	2,2	100,00
ОВ5	58,15	0,27	3,96	22,58	0,111	<0.1	12,19	0,141	0,07	0,100	2,5	100,01
Осп.	56,40	1,59	5,05	21,98	0,17	0,17	12,51	0,23	0,08	-	-	-
Горл.	55,99	1,29	5,05	22,69	0,10	0,12	12,30	0,36	0,06	-	-	-

Примечание: пробы 1-6 – Баженовское месторождение (Урал), 7- Оспинское м-е (Саяны), 8- Горлыкгольское м-е (Саяны)

Выводы:

1. На Баженовском месторождении присутствуют нефриты, которые развиты на контакте серпентинитов и габбро.

2. В качестве основного рудного минерала в нефритовых породах Баженовского месторождения присутствуют хромит. В месторождениях Саян главным рудным минералом является магнетит.

3. Характерной особенностью нефритовых пород Баженовского месторождения является никелин с примесью Sb, что не характерно для Саянских месторождений.

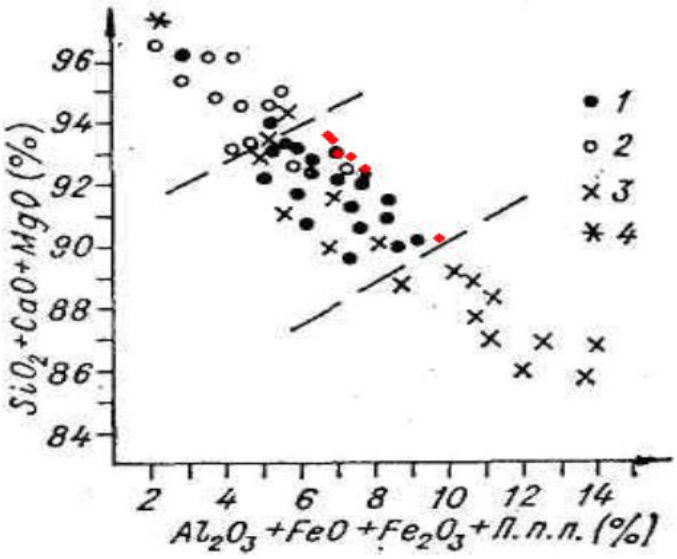


Рис. 2. Вариации содержаний окислов в нефритах различных типов и тремолититах:
1 – апогипербазитовые нефриты, 2 – аподоломитовые нефриты, 3 – тремолититы, 4 – теоретический состав тремолита. Красные точки содержания окислов в нефритах с Баженовского месторождения.

Литература

1. *Лоскутов А.Б. Новгородова Е.А.* «Минералы. Баженовское месторождение хризотил-асбеста» Екатеринбург. 2013г.

НЕОБЫЧАЙНО ШИРОКОЕ РАЗВИТИЕ СУЛЬФАТНОЙ (ГИПСОВОЙ) МИНЕРАЛИЗАЦИИ В КИНДЕРЛИНСКОЙ ПЕЩЕРЕ КАРБОНАТНОГО КАРСТА (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЭКСПЕДИЦИОННЫХ РАБОТ 2014 г.). МИКРОБИОЛОГИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

Потапов С.С.[1], Червяцова О.Я.[2], Паршина Н.В.[1]

[1]Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
[2]Заповедник «Шульган-Таш», д. Иргизлы

Пещера Киндерлинская – самая значительная по амплитуде пещера Урала, вторая по длине пещера Башкортостана. По состоянию на ноябрь 2010 г. протяженность пещеры оценивается в 9113 м, амплитуда в 215 м [6]. Прочую информацию о пещере можно посмотреть в [1, 2, 7, 17]. В связи с неблагоприятным экологическим состоянием пещеры ежегодно, начиная с 2011 г. по инициативе спелеоклуба имени В. Нассонова (г. Уфа) под руководством Н. И. Рычаговой в пещере проводятся экологические чистки и параллельно научные исследования. В рамках этих комплексных экспедиций проводятся и минералогические исследования. Так, по результатам экспедиционных работ 2012 г. в Киндерлинской пещере опубликована статья, дающая общее представление о минералогии пещеры [9]. Было, отмечено, что ничего особо экзотического в минеральном мире пещеры пока не обнаружено, во всяком случае, нет широкого видового разнообразия минералов. В основном это: кальцит, арагонит, доломит, гипс, ярозит, гётит, кварц, каолинит. Как и во всех пещерах карбонатного карста, в пещере широко представлены различные кальцитовые спелеотемы (сталактиты, сталагмиты, натечные коры, драпировки, флаги, пещерный жемчуг), зачастую существенно ожелезнённые (так называемые «красные сталагмиты»). Наблюдения в пещере Киндерлинская во время экспедиционных работ в 2013 г. показали широкое морфологическое разнообразие кальцитовых спелеотем. Были описаны пещерный жемчуг, сталактиты-соломинки, геликтиты и конические трубчатые образования – карбидимиты [10-13, 15].

При анализе информации первых минералогических исследований [9] нами было обращено внимание на то, что особенностью минералогии Киндерлинской пещеры является широкое развитие гипса, что в целом не характерно для пещер карбонатного карста, во всяком случае, из числа известных нам карстовых полостей Урала и России. В мире же широкое развитие гипса в пещерах карбонатного карста уже отмечалось. Ярким примером этого является пещера Кейн (Kane Cave) в США, в которой за счет деятельности сероокисляющих бактерий образуется серная кислота, разрушающая известняк и вызывающая отложение гипса, который покрывает стены и пол пещеры [19].

Нами по результатам экспедиционных работ в Киндерлинской пещере за три сезона 2012-2014 гг. откартировано развитие гипсовой минерализации (рис. 1). Причем гипс формирует различные морфологические типы образований: антолиты – каменные цветы (рис. 2а), прослои по напластованию среди известняков (рис. 2б), кристаллы в глине (рис. 2в) и кристаллически-зернистые корочки (рис. 2в).

По завершению экспедиции сезона 2013 г. спелеолог А. Баширов в небольшой камере, называемой Окно и расположенной за ответвлением Мышеловка между ходом в 5-ю часть и Диспетчерской, обнаружил бесцветные прозрачные блестящие ансамбли кристаллов гипса на отрицательной стене. В 2014 г. О. Я. Червяцова провела детальную фотофиксацию. Кристаллы гипса образуют шикарные агрегаты (рис. 3а, б) из плоскогранных таблитчатых кристаллов гипса (рис. 3в, г).

В 2014 г. нами были найдены две точки формирования гипса в глине вывалов в Малом Цветочном ходе (рис. 4) и в мощном конусе выноса восходящего ответвления на

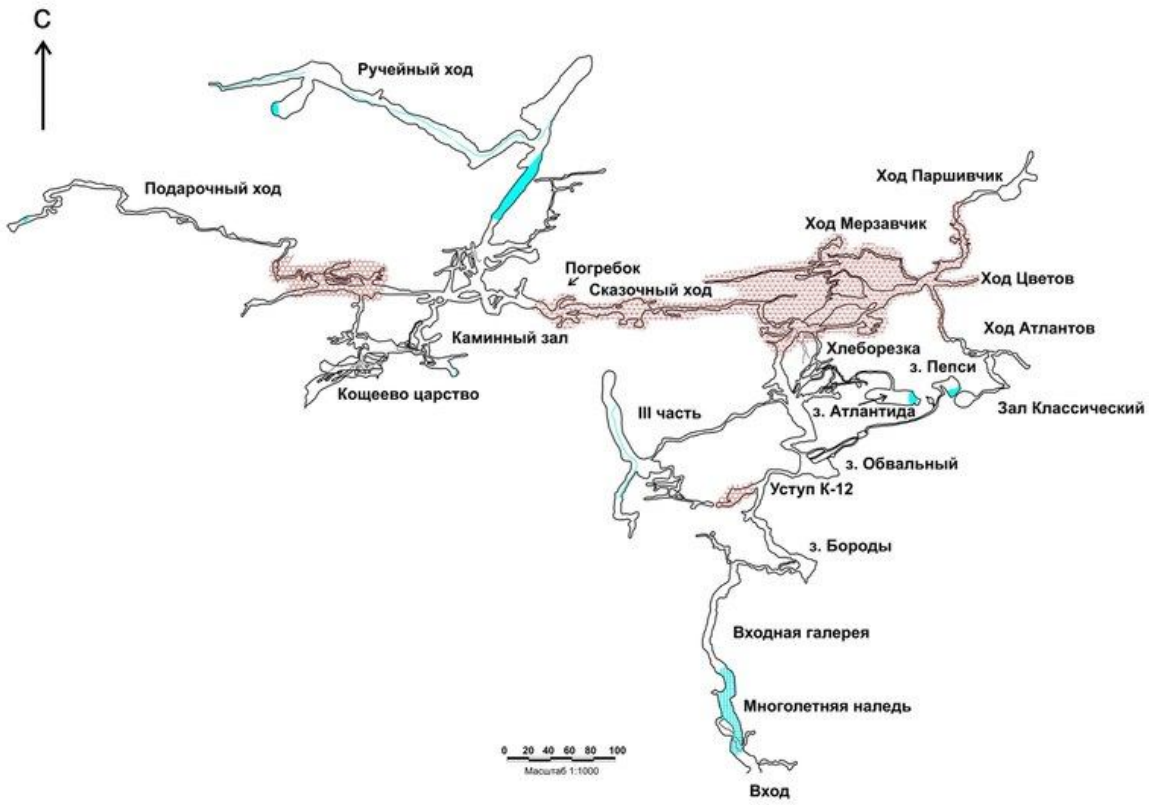


Рис. 1. Схема Киндерлинской пещеры и поля развития гипсовой минерализации (выделено крапом).

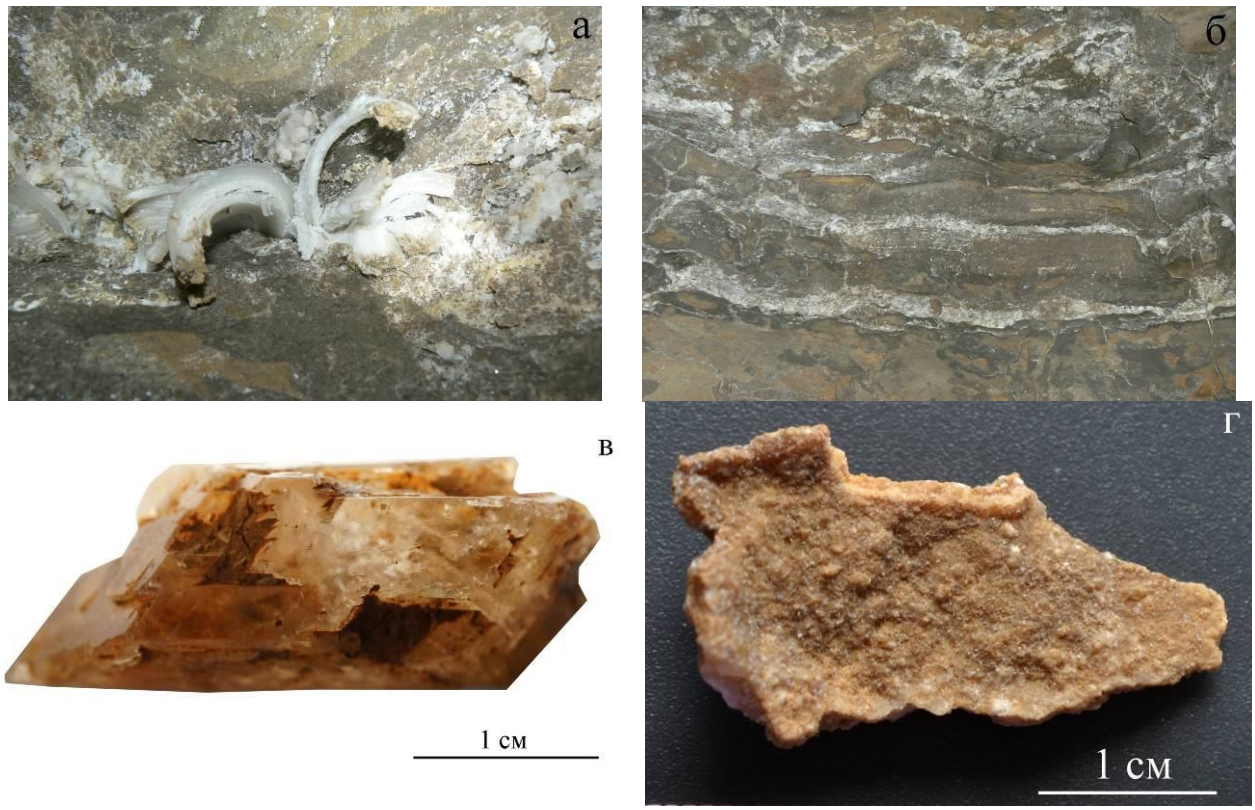


Рис. 2. Гипс в Киндерлинской пещере образует антолиты (каменные цветы) (а), прослои среди известняков (б), кристаллы в глине (в) и кристаллически-зернистые корочки (г).

юго-запад между развилкой на 5-ю часть и залом Диспетчерская (рис. 5). Гипс здесь образует незакономерные сростки, формируя сложные агрегаты. На гипсах отчетливо проявлена спайность, наблюдаются признаки пластических деформаций (изгиб и кручение), расщепленный рост с захватом внутрь индивидов гипса глинистого материала, что свидетельствует о том, что гипс рос на месте, непосредственно в глине.

А сейчас о генезисе гипса в Киндерлинской пещере – пещере карбонатного карста. Новообразованные (современные) формы гипса в пещерах могут образовываться, как минимум, тремя способами:

– переотложением гипса первичных эвапоритовых толщ в пещерах сульфатного карста, что не требует особых комментариев, и примером чего является Кунгурская ледяная пещера [14];

– за счет окисления сульфидов осадочной толщи с образованием серной кислоты и взаимодействием её с хемогенными и органогенными карбонатными толщами, пример – известная пещера-рудник Кон-и-Гут в Средней Азии [8];

– за счет жизнедеятельности сероокисляющих бактерий, пример - пещера Кейн (Kane Cave) и исследуемая нами ***Киндерлинская пещера.***

Микробиологией пещер и карста, в частности, минералого-геохимическим направлением пещерной микробиологии, что важно для нас, минералогов, занимаются, например, такие исследователи, как Л. Ю. Кузьмина [3, 4], Л. В. Леонова [5], А. А. Семиколенных [16], В. Т. Хмурчик [18].

Роль микроорганизмов в пещерах может быть сведена к нескольким функциям:

1) преобразование и разрушение органических веществ (органотрофия);

2) синтез новых органических веществ (хемолитоавтотрофия);

3) преобразование горных пород, сопровождающееся разрушением минералов и/или минералоновообразованием [18].

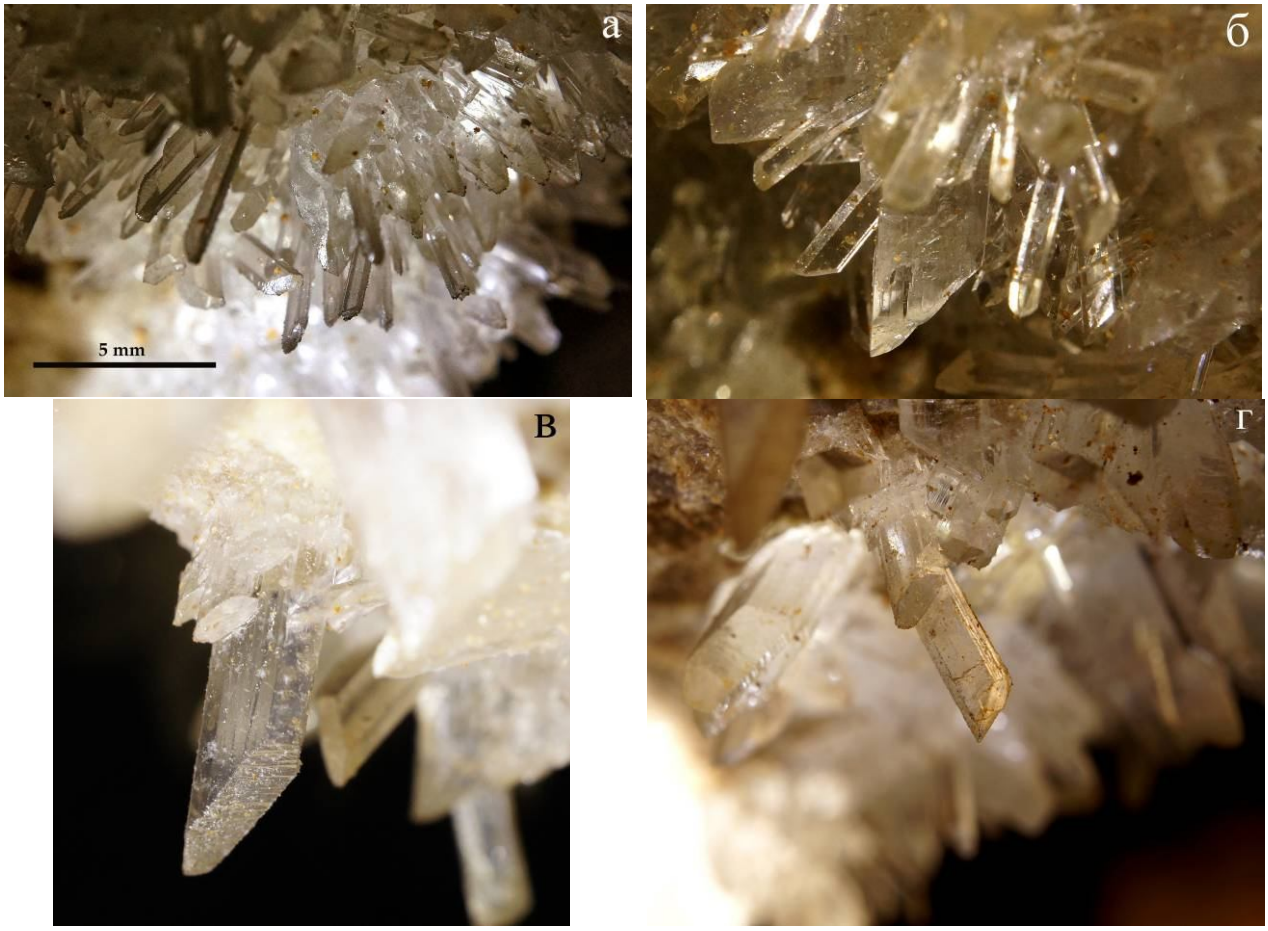


Рис. 3. Агрегаты (а, б) и кристаллы гипса (в, г) в камере Окно Киндерлинской пещеры.

Именно последняя из перечисленных функций микроорганизмов активно проявлена в Киндерлинской пещере. Микроорганизмы могут играть ключевую роль в преобразовании минералов и горных пород. Многие бактерии выделяют в окружающую среду органические кислоты, которые активно растворяют карбонаты. Жизнедеятельность хемолитоавтотрофных микроорганизмов, окисляющих аммиак и серу, приводит к закислению окружающей среды и растворению карбонатных пород. Растворению пород способствуют и органические вещества микробиологического происхождения: экзополисахариды (основной компонент бактериальных биопленок), сидерофоры и другие хелатообразующие соединения и даже клеточные стенки бактерий [18].

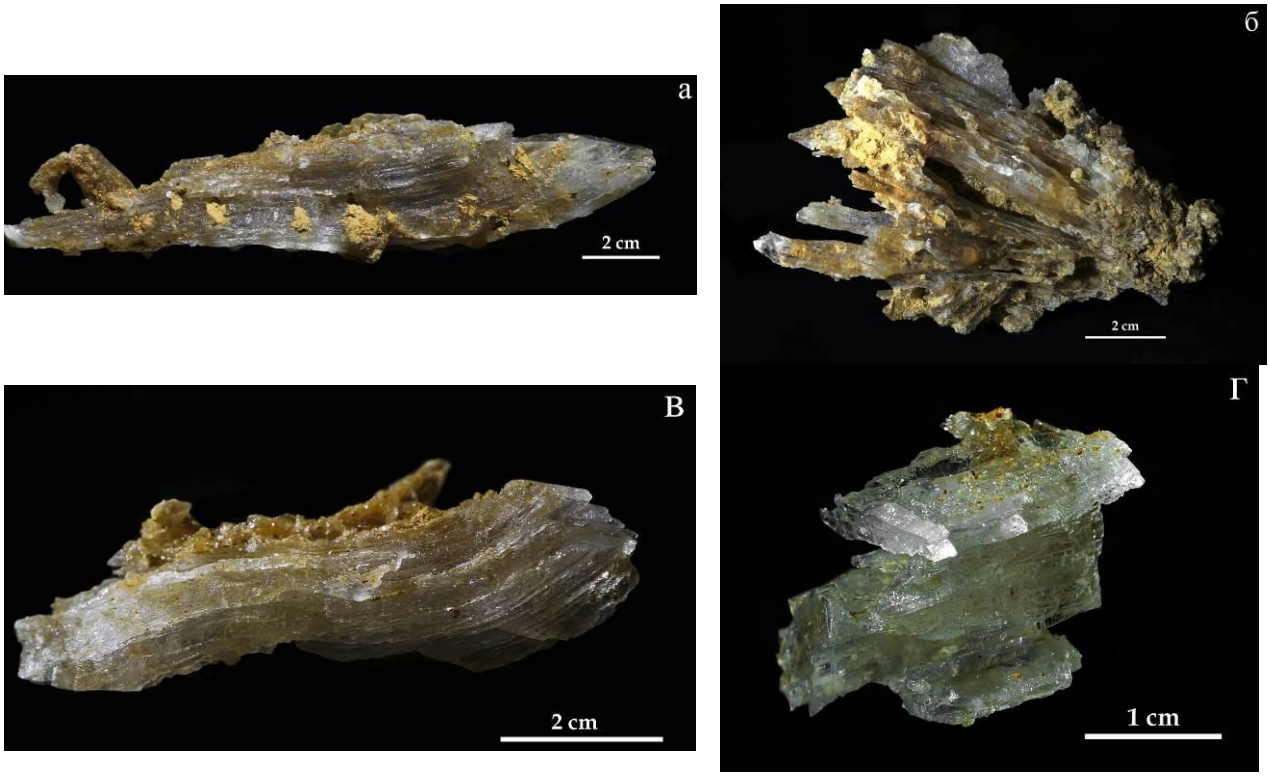


Рис. 4. Агрегаты кристаллов гипса в глине вывалов в Малом Цветочном ходе Киндерлинской пещеры.

Киндерлинская пещера заложена в битуминозных известняках. Такие известняки обладают характерным запахом нефти. Темное битуминозное вещество является видоизмененным остатком органического материала биологических организмов, из которых образовался этот известняк. Как известно, почти все соединения нефти являются серосодержащими. Более того, наиболее богаты серосодержащими соединениями нефти, приуроченные именно к карбонатным, а не к терригенным породам. Сера в битумоидном нефтяном веществе может содержаться в виде элементарной серы, меркаптанов (тиолов тиоспиртов), сульфидов (тиоэфиров), би- и полициклических соединений и др. Как отмечают авторы работы [3], восстановленные соединения серы битумоидов в известняках окисляются в аэробных условиях в сульфаты благодаря развитию тионовых бактерий. В карбонатных породах развитие тионовых бактерий может идти очень долго и приводить к частичному замещению известняка гипсом, что, собственно, мы и наблюдаем в Киндерлинской пещере. Причем деятельность тионовых бактерий, приводящая к образованию гипса, может компенсироваться развитием сульфатредуцирующих бактерий, активных в анаэробных условиях в существенно обводненных участках пещеры. Поэтому развитие гипса приурочено к относительно сухим участкам Киндерлинской пещеры (см. схему на рис. 1). Наблюдения показали, что в пространственном распределении антолитов в пещере, как

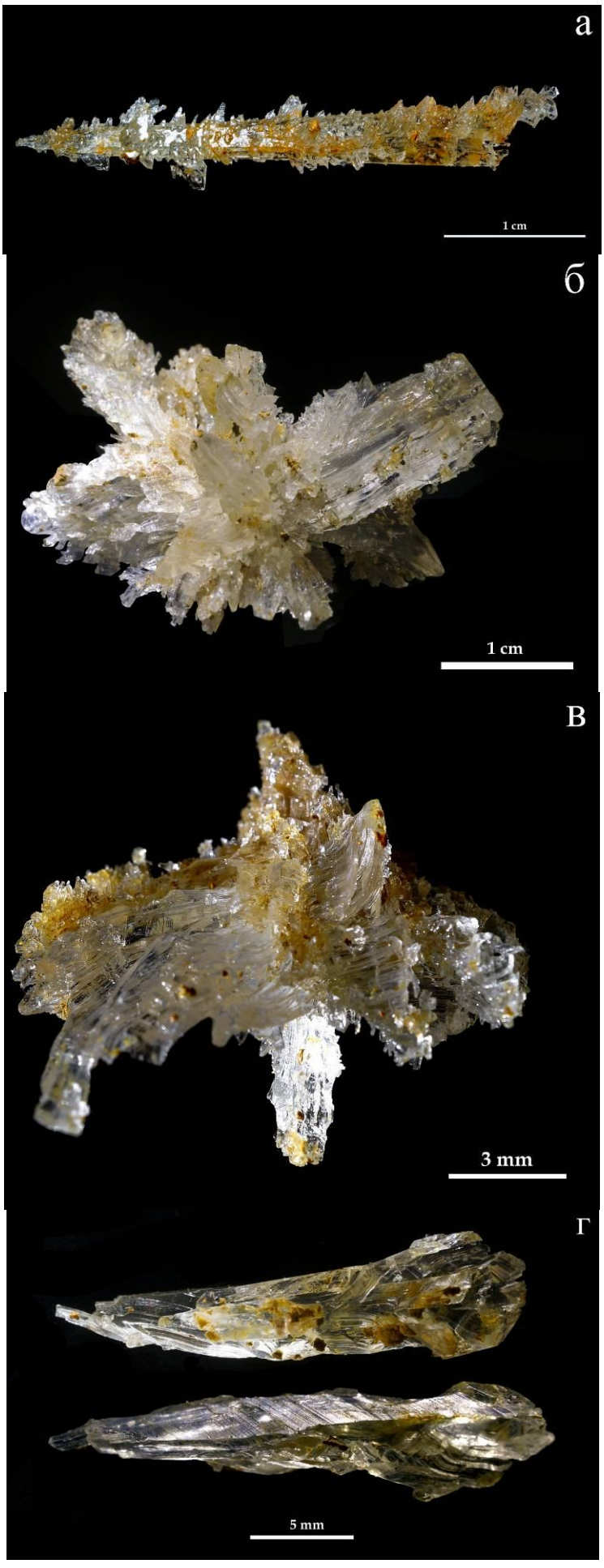


Рис. 5. Агрегаты кристаллов гипса в глине мощного конуса выноса под органной трубой Киндерлинской пещеры.

частного случая проявления гипсовой минерализации, отмечаются определенные закономерности. Антолиты встречены в следующих частях пещеры: тупиковый ход под уступом К-12, между ходом Мышеловка и Ходом Атлантов (примерно до середины хода), тупиковые ответвления на этом участке, пятая часть – магистральная галерея. Наиболее крупные образцы (размеры «лепестков» до 5-10 см) встречены в районе зала Диспетчерская и в его тупиковом ответвлении «Цветочный ход» и в начале хода Атлантов. Т. е. развитие антолитов гипса тяготеет к хорошо проветриваемым участкам пещеры.

На основании данных микроклиматического мониторинга Киндерлинской пещеры, проведенного в 2011-2012 гг., было установлено, что направление потоков воздуха в пещере меняется на противоположное посезонно при температуре на поверхности, близкой к температуре «нейтрального слоя» горных пород +6.0 ^{0}C. Зимняя вентиляция пещеры более интенсивна, в зимних условиях потоки воздуха по основным магистральным ходам направлены внутрь пещеры, при этом струи холодного воздуха, двигаясь по ним, постепенно нагреваются и поднимаются в верхние части галерей. При этом относительная влажность воздуха на интенсивно проветриваемых участках (вплоть до Хода Атлантов) опускается ниже 100 % (96-99 % в дальних частях) и формируются условия, благоприятные для испарения поровой влаги, насыщенной сульфатами. В теплое время года скорость доступных для наблюдения воздушных потоков в части пещеры, расположенной за залом Мышеловка, уменьшается в несколько раз (некоторые участки вообще не проветриваются), а относительная влажность воздуха повышается до 100 %. Например, в зале Диспетчерская в ноябре 2012 г. температура воздуха составляла 6.7 ^{0}C, относительная влажность 98.4 %, а в июле 6.9 ^{0}C и 100 % соответственно. На участках пещеры со стабильными на протяжении всего года микроклиматическими условиями антолиты не обнаружены.

Зоны развития антолитов тяготеют к магистральным галереям, по которым происходит интенсивный перенос воздушных масс в зимнее время. Однако, на стенах, непосредственно контактирующих с сильными воздушными потоками (хотя бы в течение зимнего периода) они не встречаются. В качестве примера можно привести два соседних ответвления зала Диспетчерская – узкий ход, ведущий в систему Паршивчик с сильными потоками воздуха (до 0.4-0.5 м/сек) без антолитов и знаменитый тупиковый «Ход Цветов» с незначительными потоками воздуха (зимой в среднем 0.03 м/сек на входе) с обилием крупных антолитов гипса. Другой пример – тупиковое ответвление под уступом К-12 с антолитами (скорость восходящих воздушных потоков зимой 0.04-0.06 м/сек) и их отсутствие в магистральной галерее рядом (скорости потоков до 0.36 м/сек). Тем самым, формирование антолитов на тех или иных участках пещеры индицирует их определенный микроклиматический режим.

Таким образом, вследствие деятельности тиобактерий в Киндерлинской пещере при окислении серы в аэробных условиях образуется водный раствор серной кислоты, который активно растворяет известняк, насыщая раствор ионами кальция. На испарительном или щелочном барьере из этого раствора образуется гипс.

Поэтому вполне определенно мы констатируем, что тиобактерии, с одной стороны, являются активными агентами карстового процесса, формируя реальные карстовые полости, а с другой,– являются активными минералообразующими агентами, но не как «минералообразователи», а лишь как посредники, формируя в процессе жизнедеятельности определённую «химию» среды минералогенеза.

Литература

1. *Вахрушев Г. В.* Ледяные пещеры в карбонатных породах Башкирии // Пещеры. Пермь, 1972. Вып. 12-13. С. 112.
2. Гидрогеология СССР. Том XV. Башкирская АССР // М.: Недра, 1972. С. 39.

3. *Кузьмина Л. Ю., Абдуллин Ш. Р., Рябова А. С.* Литотрофная микробиота пещер Киндерлинская (Южный Урал) и Баскунчакская (Прикаспийская низменность) // Карстовые системы Севера в меняющейся среде. Международная конференция, посвященная 300-летию со дня рождения М. В. Ломоносова. Сборник тезисов. Голубино – Пинега, 2011. С. 59-64.
4. *Кузьмина Л.Ю., Галимзянова Н.Ф., Абдуллин Ш.Р., Рябова А.С.* Микробиота пещеры Киндерлинская (Южный Урал) // Микробиология. 2012. Т. 81. № 2. С. 273-281.
5. *Леонова Л.В., Потапов С.С., Кузьмина Л.Ю., Червяцова О.Я., Главатских С. П., Рябова А. С.* Техногенное отложение биокарбонатов и экспериментальное их образование // Минералогия техногенеза-2014. Миасс: ИМин УрО РАН, 2014. С. 113-129.
6. Пещеры Поволжья, Урала и Приуралья. Статистический справочник. Набережные Челны: НГПИ, 2010. 71 с.
7. Пещеры Урала / Труды ЭОН и Комиссии № 2 при ОГГН. Под ред. А. Е. Ферсмана. М.-Свердловск, 1942. (Рукопись).
8. *Потапов С. С.* Средневековая пещера-рудник Кон-и-Гут (Кыргызстан) // Геолого-археологические исследования в Тимано-Североуральском регионе. Доклады 9-й студенческой научной конференции. 31 октября 2006 г. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2006. С. 81-85.
9. *Потапов С.С., Паршина Н.В., Червяцова О.Я., Кузьмина Л.Ю.* К минералогии пещеры Киндерлинская (Башкортостан) // Минералогия техногенеза-2013. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013. С. 106-119.
10. *Потапов С.С., Червяцова О.Я.* Необычные минеральные образования (кальцитовые спелеотемы) в Киндерлинской пещере (по результатам экспедиционных работ 2013 г.) // Уральская минералогическая школа – 2013, посвященная минералогии, петрографии и геохимии метасоматических процессов. Материалы XIX Всероссийской научной конференции студентов, аспирантов, научных сотрудников академических институтов и преподавателей ВУЗов геологического профиля. 25-27 сентября 2013 г. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2013. С. 124-132.
11. *Потапов С.С., Ракин В.И.* Кристалломорфология кальцита спелеотем на примере сталактитов Киндерлинской пещеры // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. Вып. 17. Пермь: ПГУ, 2014. С. 83-88.
12. *Потапов С.С., Червяцова О.Я.* Карбидимит в Киндерлинской пещере // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. Вып. 17. Пермь: ПГУ, 2014. С. 89-91.
13. *Потапов С.С., Ракин В.И.* Некоторые типы спелеотем и кристалломорфология кальцита сталактитов в Киндерлинской пещере (Республика Башкортостан) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2014. № 3 (231). Сыктывкар: Геопринт, 2014. С. 19-23.
14. *Потапов С.С., Паршина Н В., Садыков С.А.* Результаты десятилетнего изучения современного минералообразования в Кунгурской ледяной пещере // Минералогия техногенеза-2014. Миасс: ИМин УрО РАН, 2014. С. 93-112.
15. *Ракин В. И., Потапов С. С.* Периодические цепи связей и морфология кальцита // Материалы минералогического семинара с международным участием «Проблемы и перспективы современной минералогии» (Юшкинские чтения–2014). 19-22 мая 2014 г. Сыктывкар: Геопринт, 2014. С. 161-162.
16. *Семиколенных А. А.* Микробиология пещер: история вопроса; задачи; типология пещерных местообитаний и микробных сообществ; ключевые проблемы // Проблемы экологии и охраны пещер: теоретические и прикладные аспекты. Сборник материалов 1-й общероссийской научно-практической конференции. Красноярск, 2001. С. 30-40.
17. *Смирнов А. И., Соколов Ю. В.* Карст и спелеология // Карст Башкортостана. Под ред. Р. Ф. Абдрахманова. Уфа: РА «Информреклама», 2002. С. 316.
18. *Хмурчик В. Т., Максимович Н. Г., Мещерякова О. Ю.* Микроорганизмы, карст, нефть и спелеогенез // Пещеры: сб. науч. тр. Естественнонаучный институт Перм. гос. ун-та. Пермь, 2010. Вып. 33. С. 130-135.

19. *Bennett P. C., Engel A. S., Mabin K., Stern L. A.* Sulfur gas dynamics in an aquatic cave ecosystem // Goldschmidt Conference Abstract. 2004. P. A383.

НАХОДКИ ГОЙЯЦИТА В МЕТАСОМАТИТАХ САФЬЯНОВСКОГО МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Притчин М.Е., Сорока Е.И., Молошаг В.П., Замятин Д.А.
Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург

Сафьяновское медноколчеданное месторождение находится в 10 км северо-восточнее г. Реж (Свердловская область) и приурочено к южной части Режевской структурно-формационной зоны. Массивные колчеданные, медно-цинковые и медные прожилково-вкрапленные руды месторождения локализованы в метасоматически измененных вулканитах кислого состава и отрабатываются карьером.

Метасоматический ореол месторождения имеет субмеридиональное простирание и крутое западное падение. Метасоматиты, по данным [1, 2, 3], занимают закономерное положение относительно рудных тел. На контакте с рудными телами развиты пирит-халькопирит-хлорит-кварцевые и алунит-каолинит-серицит-пирит-кварцевые метасоматиты [5]. От рудного тела к периферии выделены зоны: хлорит-серицит-кварцевых, каолинит-карбонат-кварцевых и карбонат-гидросерицит-хлорит-кварцевых метасоматитов с зонами карбонатной минерализации. Карбонаты представлены кальцитом, доломитом, анкеритом, магнезитом, сидеритом.

Таблица 1. Химический состав гойяцита в околорудных породах Сафьяновского медноколчеданного месторождения (мас.%).

№ обр.	22/01	22/01	48/2-1	48/2-2	48/2-3	48/2-4	48/2-5
P_2O_5	26.16	25.64	28.22	28.28	28.87	26.88	28.14
SO_3	0.60	0.75	0.92	0.79	0.68	1.51	0.64
SiO_2	1.20	1.97	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Al_2O_3	31.15	29.84	28.51	28.04	28.75	28.55	28.93
Fe_2O_3	0.53	0.44	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
FeO*	н.о.	н.о.	0.49	0.37	0.78	0.58	0.50
MgO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
CaO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
SrO	14.50	13.58	19.13	19.03	16.58	17.46	18.47
BaO	1.75	2.43	1.55	2.13	1.94	1.61	2.45
La_2O_3	2.09	1.77	0.59	0.89	1.23	0.82	0.47
Ce_2O_3	3.61	3.27	1.51	1.92	3.10	2.90	1.79
Nd_2O_3	1.08	1.51	-	-	-	-	-
Na_2O	н.о.	н.о.	0.04	н.о.	0.02	0.04	0.02
K_2O	н.о.	н.о.	-	-	-	-	-
F	н.о.	н.о.	1.77	1.96	1.63	1.73	2.22
Сумма	82.67	81.20	82.73	83.41	83.58	82.08	83.63
	Кристаллохимическая формула						
48/2-1	$Sr_{0.88}La_{0.02}Ce_{0.04}Al_{2.67}(PO_4)(SO_3OH)_{0.22}(PO_3OH)_{0.90}(F_{0.44}OH_{5.56})_6$						
48/2-2	$Sr_{0.87}La_{0.03}Ce_{0.06}Al_{2.60}(PO_4)(SO_3OH)_{0.19}(PO_3OH)_{0.89}(F_{0.49}OH_{5.51})_6$						
48/2-3	$Sr_{0.76}La_{0.04}Ce_{0.09}Al_{2.68}(PO_4)(SO_3OH)_{0.16}(PO_3OH)_{0.93}(F_{0.41}OH_{5.59})_6$						
48/2-4	$Sr_{0.80}La_{0.02}Ce_{0.08}Al_{2.66}(PO_4)(SO_3OH)_{0.36}(PO_3OH)_{0.80}(F_{0.43}OH_{5.57})_6$						
48/2-5	$Sr_{0.83}La_{0.01}Ce_{0.05}Al_{2.64}(PO_4)(SO_3OH)_{0.21}(PO_3OH)_{0.84}(F_{0.54}OH_{5.46})_6$						

Примечание:22/01 – по данным [4]; 48/2-1-5 – собственные данные; н.о. – не обнаружен; прочерк – элемент не определялся. * - все железо рассчитано на двухвалентное.

При изучении карбонатной минерализации юго-восточной части карьера были обнаружены единичные зерна стронциевого алюмофосфата в срастаниях с железистым магнезитом (брейнеритом), с повышенными содержаниями Ce, La, Ba и F, соответствующие составу гойяцита. Ранее гойяцит на Сафьяновском месторождении был описан в ассоциации с баритовыми жилами в околорудных серицит-пирит-кварцевых породах (табл.1) [4].

Породы, в которых был обнаружен гойяцит, представлены хлорит-карбонат-кварц-серицитовыми метасоматитами, развитыми по риодацитам. Гойяцит находится в тонких прожилках брейнерита, выполняющих микротрещины. Протяженность их достигает нескольких сантиметров, толщина не превышает 0,6 мм. Содержание Fe в брейнерите возрастает - от 5-6 ат.% на контакте с вмещающими породами, и до 17-19 ат.% - в центре прожилка (исследования выполнены на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390LV (JEOL) с ЭДС-спектрометром INCA Energy 450 X-max 80 (лаборатория ФХМИ ИГГ УрО РАН, оператор С.П. Главатских). Нередко центральная часть прожилков выполнена кварцем [7]. Гойяцит представлен бесцветными микровключениями размером около 0,05 мм округлой формы (рис. 1а).

Определение химического состава минерала гойяцита выполнено на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX 100, оснащенном пятью волновыми спектрометрами, с использованием кристалл-анализаторов TAP, LPET, LIF и LPC0 при ускоряющем напряжении 15 кВ, силе тока 20 нА и диаметре пучка электронов 5 мкм. Для измерения содержания основных и примесных элементов использовались стандартные образцы: апатит (F, Ca, P), жадеит (Na, Al), $SrSO_4$ (Sr), FeS_2 (S), NaCl (Cl), $BaSO_4$ (Ba), родонит (Mn), InAs (As), диопсид (Si), Fe_2O_3 (Fe) и алюмосиликатные синтетические стекла редкоземельных элементов (Ce, La). Интенсивность линия F Kα измерялась на кристалле-анализаторе LPC0; погрешность определения фтора 0.25- 0.35 мас.%. Состав гойяцита приведен в таблице 1.

По сравнению с более ранними находками гойяцита в баритовых жилах, состав гойяцита в ассоциации с брейнеритом более стронциевый, но в меньшей степени содержит редкие земли (табл. 1). Кроме того, гойяцит в ассоциации с баритом не содержит фтора.

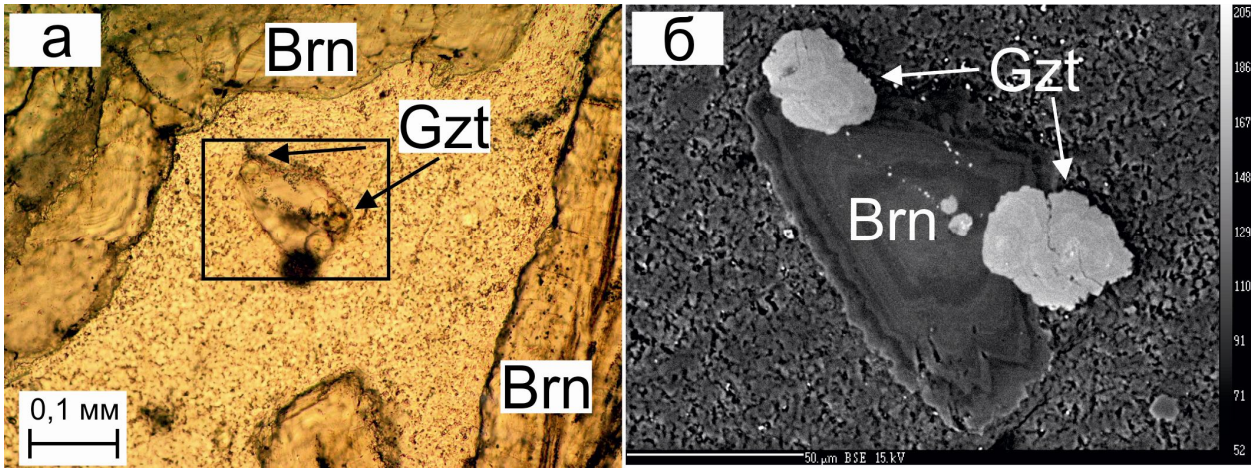


Рис. 1. Зерна гойяцита в брейнерите (обр. 48/2), Сафьяновское колчеданное м-ние, юго-восточный борт карьера, горизонт 82 м, счет от забоя: а) микрофотография полированного шлифа в проходящем свете, стрелочки указывают на гойяцит; б) изображение в обратно рассеянных электронах зерен гойяцита в брейнерите. Условные обозначения: Brn – брейнерит, Gzt – гойяцит.

По данным микроанализа гойяцит в ассоциации с брейнеритом имеет концентрически зональное строение, связанное с колебанием содержаний Sr, Ba, Ce и La (рис.1б). Неоднородность содержаний этих элементов в составе минерала, вероятно, связана с автоколебательными процессами и фракционированием вещества на фронте роста кристаллов.

Природа такой зональности может быть связана с ростом кристаллов в результате диффузии, нарушающей равновесие между кристаллом и окружающей средой. Вдоль грани образуется граничный слой (кристаллизационный дворик или дворик вычерпывания), обедненный компонентами растущего минерала [8].

На Сафьяновском месторождении алюминий-стронциевый фосфат с примесями Ce и La – гойяцит был обнаружен впервые для колчеданных месторождений. Кроме того, в околорудных серицит-кварцевых породах Сафьяновского м-ния отмечены и другие РЗЭ-фосфаты и алюмофосфаты, в частности, новообразованный монацит [6]. Находки монацита позволяют в перспективе определить возраст метасоматитов и связь их с рудообразованием.

Работа выполнена при финансовой поддержке УрО РАН 12-И-5-2060, РФФИ Урал 13-05-96036.

Литература

1. *Грабежев А.И., Молошаг В.П., Сотников В.И.* Метасоматический ореол Сафьяновского Zn-Cu-колчеданного месторождения, Средний Урал // Петрология. Москва: Наука, 2001, №3. С.294-312.

2. *Грабежев А.И.* Подрудные метасоматиты цинк-медно-колчеданных месторождений Урала (на примере Гайского и Сафьяновского месторождений) // Литосфера. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. № 4. С.76-88.

3. *Коровко А.В., Двоеглазов Д.А, Лещев Н.В. и др.* Сафьяновское медно-цинковое колчеданное месторождение (Средний Урал) // Геодинамика и металлогения Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 152-153.

4. *Молошаг В.П., Сорока Е.И., Филиппов В.Н.* Алюмофосфат стронция в породах Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал) // Теория, история, философия и практика минералогии: Материалы. Междунар. Симп. – Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 192–193.

5. *Сорока Е.И., Молошаг В.П., Леонова Л.В., Галеев А.А.* Новые данные по гидротермально-измененным породам Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал) // Уч. Зап. Казанского гос. ун-та, 2009. Т. 151. Кн. 1. С. 235-246.

6. *Сорока Е.И., Молошаг В.П., Леонова Л.В., Филиппов В.Н.* РЗЭ-минерализация в околорудных породах Сафьяновского медноколчеданного м-ния (Средний Урал) // X Всероссийские научные чтения памяти В.О. Полякова. Миасс, 2009. С. 30-35.

7. *Сорока Е.И., Притчин М.Е., Галахова О.Л.* Карбонаты в метасоматитах Сафьяновского медноколчеданного м-ния (Средний Урал) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. Чт. Памяти П.Н. Чирвинского. Пермь, 2014. Вып. 17. С. 68-74.

8. *Трусов С.В., Плечов П.Ю.* Экспериментальное изучение граничных эффектов на границе кристалл-расплав // Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания. Сыктывкар, 2000. Т. 3. С. 100–102.

МУХИНИТ В РУБИНОНОСНЫХ МРАМОРАХ СУУНДУКСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Ростова А.В.[1], Томилина А.В.[2], Кисин А.Ю.[2], Суставов С.Г.[1]
[1]Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург
[2]Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург

На Урале проявления рубиноносных мраморов выявлены в четырех метаморфических комплексах, слагающих ядра одноименных антиклинориев [1-4]. Это (с севера на юг): Мурзинско-Адуйский, Кочкарский, Джабык-Карагайский и Суундукский. Наиболее изучены проявления рубина в Кочкарском и Мурзинско-Адуйском комплексах, где встречены камни ювелирного качества. В Суундукском метаморфическом комплексе выявленные рубины очень мелкие, обычно менее 1 мм. По этой причине проявления рубина здесь оказались слабо изученными. Но для выяснения вопросов генезиса рубина в мраморах - изучение рубиновой минерализации и в Суундукском комплексе особенно актуально, поскольку дает информацию о малоизученных проявлениях мелких рубинов. С этой целью нами проведены комплексные исследования основных типов мраморов Суундукского комплекса и их акцессорных минералов, включая рубины. В ходе изучения, в одном из шлифов мрамора выявлен необычный ванадийсодержащий минерал, прежде не встреченный в рубиноносных мраморах. Результатам исследований данного минерала посвящена данная статья.

Суундукский метаморфический комплекс находится на восточном склоне Южного Урала, в Оренбургской области, в 500 км к югу от г. Екатеринбурга и в 200 км южнее Кочкарского антиклинория. Протяженность комплекса составляет 70-80 км, при ширине около 20 км. Границы тектонические, типа надвигов, падающих под смежные структуры. Строение комплекса достаточно простое: гранитогнейсовый массив слагает ядро крупной куполовидной складки, крылья которой сложены породами метаморфического обрамления, в т.ч. мраморами. Метаморфизм зональный: в ядре достигает условий амфиболитовой фации, а в обрамлении - эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. В гранитогнейсовом массиве распространены дайки гранитоидов и пегматитов.

В Суундукском антиклинории рубиноносные мраморы ранее изучались в его южной (район п. Кваркено) и юго-западной частях (долина р. Каменки) [2-4]. Условия их залегания хорошо изучены по р. Каменке, где белые рубиноносные мраморы примыкают к контакту с гранитогнейсовым массивом. Как и в Кочкарском антиклинории [1], здесь выделено 3 типа мраморов.

1. Кальцитовый мрамор. Это светлые, массивные, среднезернистые породы, состоящие из полиэдров кальцита. Структура полигональнозернистая. Кальцит полупрозрачный, полисинтетические двойники деформации наблюдаются редко.

2. Mg-кальцитовый мрамор, голубоватого, зеленоватого, белого и грязно-белого цвета. Это средне- крупнозернистые мраморы с характерной панидиобластовой структурой. Кальцит в них обычно сильно деформирован, вплоть до разлистования. Для таких мраморов характерны полисинтетические двойники деформации по 2-3 системам.

3. Доломит-кальцитовый мрамор представлен мелко-среднезернистой массивной породой белого цвета, в составе мраморов в юго-восточном обрамлении массива. Кроме того, имеются мелкозернистые белые доломитовые породы в долине р. Каменки, приуроченные к тектонической зоне, шириной около 10 м, залегающие среди мраморизованных известняков с раннекаменноугольной фауной.

Акцессорные минералы мраморов изучались в образцах, нерастворимых остатках и в прозрачных шлифах. На данный момент отмечены следующие акцессорные минералы: флюорит, зеленый турмалин, титанит, рубин, графит, флогопит, тремолит, пирит, пирротин, Al-хлорит, циркон, сфалерит, Cr-мусковит (фуксит) и маргарит.

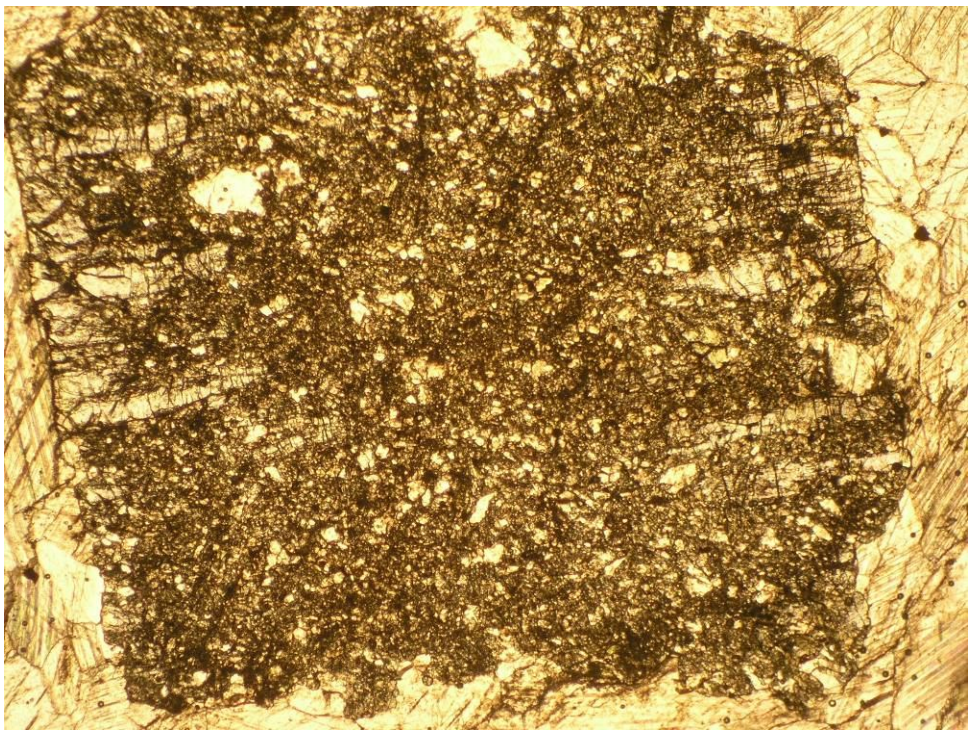


Рис. 1. Ванадийсодержащий минерал в Mg-кальцитовом мраморе. Полированный шлиф. Николи //. Ув. 2,5. Ширина поля 5 мм.

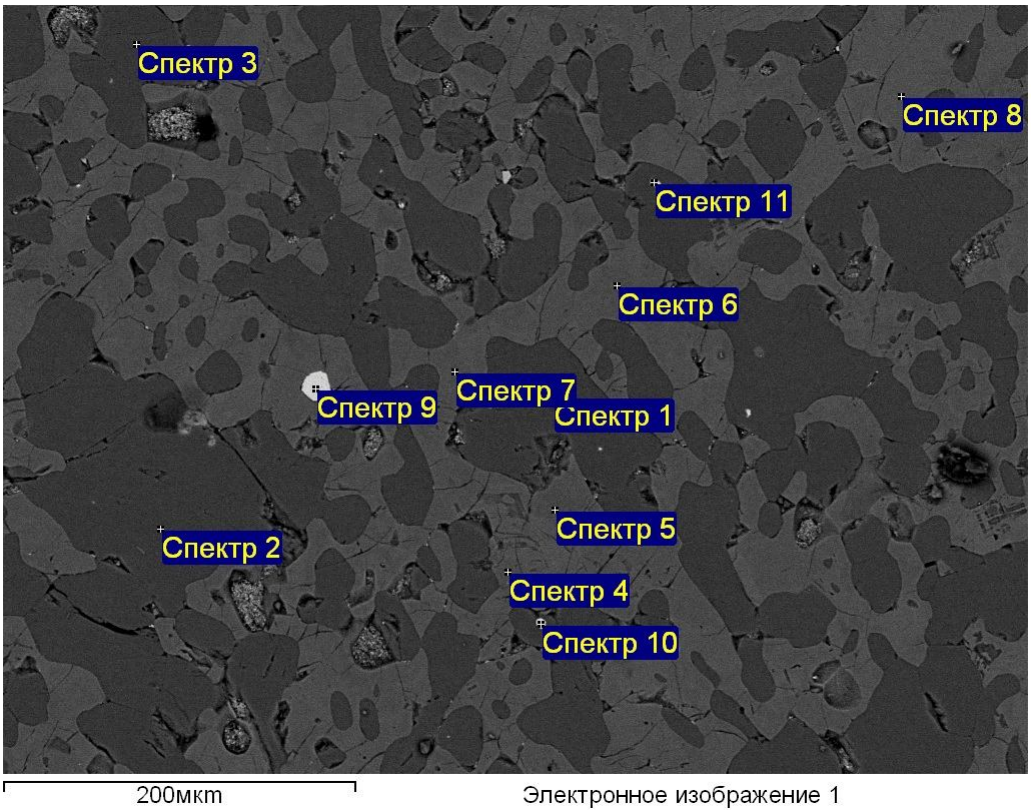


Рис. 2. Изображение ванадийсодержащего минерала в отраженных электронах. Темное – магнезиальный кальцит, серое – исследуемый минерал. Показаны точки анализов приведенных в табл. 1.

Ванадийсодержащий минерал был встречен в полированном шлифе (рис. 1) при изучении под микроскопом Axioplan 2. Минерал исследован сканирующим электронным микроскопом JSM-6390LV с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 Oxford Instruments (ИГГ УрО РАН), изучался в образцах и в нерастворимом остатке мра-

мора под бинокулярным микроскопом МБС-10; исследован рентгеновскими методами (УГГУ).

В нерастворимом остатке минерал черного цвета с коричневатым оттенком. Кристаллы мелкие, неправильной короткопризматической формы.

В полированном шлифе минерал прозрачный, слабо окрашен в буровато-зеленый цвет (рис.1). Размер зерна 3 ×4 мм. Границы зерна неровные, с многочисленными выступами и заливами. Внутреннее строение мозаичное, мелкоблоковое, с многочисленными включениями кальцита. Оптическая ориентировка отдельных блоков не совпадает между собой, что объясняется деформациями зерна совместно с породой. Спайность совершенная в одном направлении.

Минерал сильно плеохроирует по схеме: Ng - бледно-розовый, Np - светло-зеленый. В скрещенных николях интерференционная окраска наивысшая зеленовато-желтая. Угол угасания относительно спайности 15^0. Совместно с данным минералом в шлифе отмечены мусковит, флюорит и пирит. В нерастворимом остатке мраморов отмечены флюорит (резко доминирует над другими минералами), псевдоморфозы минерала группы хлорита и кварца по кристаллам амфибола (призматические кристаллы с ромбовидным сечением), Cr-мусковит и пирит.

Исследование данного минерала под электронным микроскопом показало высокое содержание ванадия (рис. 2 и табл.1), колеблющееся в интервале 7,85-12,39. Заметные колебания, обратные содержанию V, отмечены и для Al. Вероятно, ванадий в структуре минерала изоморфно замещает алюминий. Содержания Si и Ca стабильные и меняются в пределах менее 1%.

Рентгеноструктурный анализ проводился на рентгеновской установке УРС-0.5. Аналитик Суставов С.Г. Результаты анализа приведены в табл. 2.

Таблица 1. Химический состав ванадийсодержащего минерала и включений.

Спектр	MgO	Al_2O_3	SiO_2	CaO	V_2O_5	Итого	Минерал
1	1,20			98,80		100.00	Mg-кальцит
2	1,62			98,38		100.00	Mg-кальцит
3	1,54			98,46		100.00	Mg-кальцит
4		25,59	39,46	23,47	11,48	100.00	V-минерал
5		28,04	40,71	23,41	7,85	100.00	V-минерал
6		24,88	39,62	23,11	12,39	100.00	V-минерал
7		25,70	39,71	23,24	11,34	100.00	V-минерал
8	0,57	25,37	39,97	23,13	10,96	100.00	V-минерал

Примечание. Оператор Главатских С.П. Параметры обработки: кислород по стехиометрии (нормализован).

Спектры 9-11 (рис. 2) относятся к пиритам и в таблице не приведены (в 9 и 10 примеси Ni – 0.49 и 1.05 соответственно).

Обсуждение результатов исследований

Внешние признаки и оптические свойства исследуемого минерала оказались малоинформативны для диагностики. Рентгенограмма ванадийсодержащего минерала и мухинита по основным позициям совпадает (табл. 2). По химическому составу (табл. 1) данный минерал также соответствует мухиниту. Таким образом, по рентгенограмме и химическому составу данный минерал уверено диагносцируется как мухинит.

Мухинит относится к группе эпидота и имеет формулу $Ca_2(Al_2V)[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$. Впервые мухинит был обнаружен в 1966 году в мраморе, в

керне скважины на Ташелгинском железорудном месторождении в Горной Шории (Западная Сибирь), в виде кристаллов до 2,5х1 мм и их скоплений; в ассоциации с голдманитом, мусковитом, пиритом, пирротином, сфалеритом и галенитом [5, 6]. В Интернете сообщается также о находках мухинита в Пирротиновом ущелье в Карелии.

Таблица 2. Рентгенограмма ванадийсодержащего минерала и мухинита.

Характеристика минерала			Мухинит по [5]	
№	I	d,Å	I	d, Å
1	5	4,96	1	4,95
2	2	4,03	2	4,00
3	3	3,51	1	3,49
4	-	-	1	3,39
5	3	3,23	4	3,20
6	-	-	4	3,12
7	10	2,93	10	2,89
8	5	2,83	3	2,80
9	-	-	1	2,78
10	5	2,70	8	2,68
11	-	-	2	2,64
12	3	2,61	8	2,60
13	3	2,54	7	2,53
14	-	-	3	2,45
15	8	2,41	8	2,39
16	5	2,29	3	2,29
17	2	2,19	4	2,16
18	3	2,12	4	2,11
19	-	-	3	2,10
20	3	2,06	4	2,06
21	-	-	2	2,04
22	-	-	2	2,00
23	-	-	3	1,914
24	8	1,886	3	1,879
25	-	-	4	1,868
26	2	1,807	1	1,805
27	2	1,705	1	1,741
28	8	1,647	7	1,638
29	-	-	2	1,629
30	1	1,591	4	1,577
31	1	1,545	4	1,547
32	2	1,462	4	1,461
33	-	-	3	1,441
34	1	1,411	8	1,405
35	1	1,397	8	1,394

Примечания: У мухинита присутствует еще 12 линий отражения.
Условия съемки: Аппарат УРС-5, Dk=57,3, Feα+β , t=2 ч. Оператор: Суставов С.Г.

Судя по литературным источникам, это первая находка мухинита на Урале и первая его находка в рубиноносных мраморах. О генезисе его пока судить трудно. Минерал

найден в сильно тектонизированных мраморах в долине р. Суундук, также показывающей признаки приуроченности к тектоническому нарушению. По трещинам в мраморе наблюдается минерализация светлых слюд, флюорита и пирита, что указывает на гидротермальную деятельность. С Суундукским массивом связаны редкометальные пегматиты и различная гидротермальная минерализация в его обрамлении. Поэтому, возможно, что ванадий привносился в мраморы гидротермальными растворами, связанными с Суундукским массивом.

Выводы.

Выявленный в рубиноносных мраморах Суундукского антиклинория ванадийсодержащий минерал является мухинитом, минералом группы эпидота. Это первая находка мухинита на Урале и первая его находка в рубиноносных мраморах. Исследования данного минерала будут продолжены.

Работа выполнена при финансовой поддержке УрО РАН (Проекты № 12-И-5-2068, 12-П-5-2015 и ОФИ № 13-5-014-НДР).

Литература

1. *Кисин А.Ю.* Месторождения рубинов в мраморах (на примере Урала). Свердловск: Изд. УрО АН СССР, 1991. 130 с
2. *Кисин А.Ю.* Деформационные макроструктуры в карбонатных породах гранито-гнейсовых комплексов Урала // Литосфера. 2007. № 1. С. 90-108.
3. *Кисин А.Ю.* Закономерности размещения и прогноз месторождений полезных ископаемых на основе модели блоковой складчатости / Дисс-я на соиск. уч-й ст. док. геол.-мин. наук. Пермь, 2009. 454 с. (Рукопись).
4. *Кисин А.Ю., Мурзин В.В., Притчин М.Е.* Распределение редкоземельных элементов в карбонатных породах Суундукского антиклинория (к проблеме происхождения рубиноносных мраморов) // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Статьи по матлам научно-практ. конф. Пермь: ПГУ, 2013. С. 22-27
5. *Шепель А.*Б., *Карпенко М.В.* Мухинит – новая ванадиевая разновидность эпидота // ДАН СССР. 1969. 185. № 6. С. 1342-1345.
6. Минералы. Справочник. Том III. Выпуск I. Наука, 1972. С. 741-742.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ БАРИТ-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ДИАГЕНИТОВ НА САФЬЯНОВСКОМ МЕДНОКОЛЧЕДАННОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Сафина Н.П.[1, 2], Анкушева Н.Н.[1]
[1]Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс,
[2]Филиал Южно-Уральского государственного университета в г. Миассе

Введение. Диагениты – интенсивно преобразованные в результате постседиментационных процессов мелко- и тонкообломочные рудокластиты – широко распространены на флангах многих колчеданных месторождений [2]. Минералого-геохимические характеристики, отражающие степень их придонного преобразования, требуют привлечения специальных методов исследования. В данной работе приведены результаты термобарогеохимического изучения барит-полиметаллических диагенитов Сафьяновского медноколчеданного месторождения с целью определения условий их преобразования.

Объект исследования. Сафьяновское медно-колчеданное месторождение находится на Среднем Урале в 9 км к северо-востоку от г. Реж в Режевском рудном районе. Месторождение залегает в породах риолит-дацит-андезит-базальтового состава и отличается низкой степенью метаморфизма руд и пород [7]. На южной выклинке верхнего рудного горизонта Сафьяновского месторождения изучена слоистая пачка мощностью 4 м. В отличие от нижнего и среднего рудных горизонтов, представляющих собой чередование преобразованных пиритовых прослоев с углеродистыми пелитолитами и песчаниками, в верхнем отмечается переслаивание кремнистых и углеродистых пород с галенит-сфалеритовыми или сфалерит-баритовыми отложениями. Эти сульфидные прослои утратили признаки первичного обломочного происхождения и, связи с этим, отнесены к группе барит-полиметаллических диагенитов. Мощность прослоев изменяется от 2-3 мм до 3 см. В основании слоистой пачки залегают нерассланцованные гидрослюдисто-хлоритовые породы, образовавшиеся по гиалокластическим тефроидам кислого состава.

Результаты исследований. Текстурно-структурный анализ образцов полосчатых руд показал, что преобладают грубо- и неяснополосчатые, а также жильные текстуры. По минеральному составу полосчатые руды разделены на барит-сфалеритовые, баритовые и галенит-сфалеритовые. Барит-сфалеритовые и баритовые прослои, чередующиеся с кремнистыми породами небольшой мощности (до 1 см), характеризуются размытыми границами. Барит образует крупные гнезда с ксеноморфными ограничениями или пластинчатые кристаллы крупностью до 1 см. Для таких сфалерит-баритовых прослоев характерны тесная ассоциация барита и сфалерита и их прорастание друг в друга, брекчирование сфалеритовых масс с заполнением трещин баритом. В кремнистых прослоях размеры прожилков и гнезд барита не превышают 1-2 мм. В галенит-сфалеритовых прослоях отчетливо проявлена зональность, в подошве отмечаются следы оплывания и завихрения. В кровле преобладает клейофан, в подошве – темный сфалерит и галенит с гнездами кварца и барита. Также кварц образует прерывистые прожилки мощностью до 2 мм, ориентированные параллельно и поперек полосчатости. Кварц рассекает гнезда барита, что свидетельствует о его позднем происхождении.

Главные минералы полосчатых руд – сфалерит, галенит, барит, кварц; второстепенные – теннантит, марказит, пирит.

Сфалерит формирует массивные скопления, разбитые прожилками кварц-баритового состава. Его содержание в сфалерит-баритовых прослоях составляет примерно 10–30 %, галенит-сфалеритовых – до 70 %. В центральных частях сфалеритовых масс бурого до черного цвета в скрещенных николях присутствуют пластинчатые агрегаты сфалерита-1 с толщиной отдельных пластинок 20-30 мкм (рис. 1а). Внешняя кайма сложена сфалеритом-2 с концентрически-зональным строением и содержит многочисленные включения галенита, теннантита, халькопирита, кварца. Морфология кристаллов сфалерита-1, вероятно,

наследуется от барита, что подтверждается детальными наблюдениями в прозрачно-полированных шлифах. Сфалерит неравномерно развивается по бариту, замещая последний по краям пластинок, по трещинкам, образуя массивные зернистые агрегаты. Отметим, что наиболее отчетливо такое замещение проявлено в барит-сфалеритовых прослоях. Сфалерит-3 (клейофан) медового или зеленовато-желтого цвета в скрещенных николях, отмечается в виде сдвойникованных пластинчатых кристаллов и их сростков, ориентированных в разных направлениях (рис. 1б).

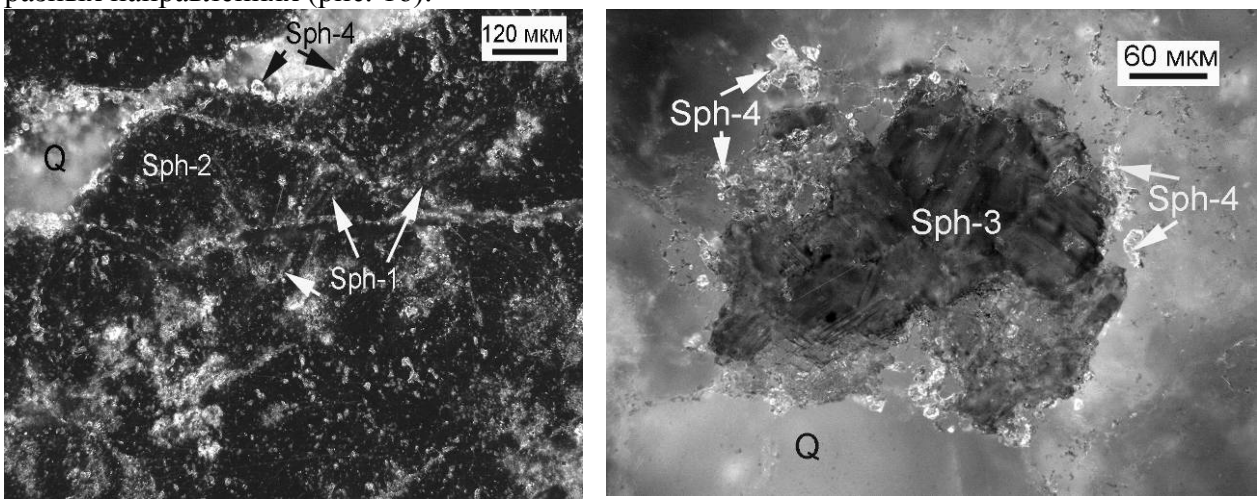


Рис. 1. Морфологические разновидности сфалерита в полосчатых галенит-сфалеритовых рудах Сафьяновского месторождения. Скрещенные николи.

Он развивается в виде кайм вокруг агрегатов сфалерита-1 и 2 и выполняет межзерновые пространства между пластинками сфалерита-1. Содержания железа в сфалерите-3 варьирует от 0.02 до 0.21 мас. %. Сфалерит-4 (клейофан) чаще бесцветный, но иногда светло-желтой окраски в скрещенных николях, присутствует в виде мелких короткостолбчатых кристаллов (до 20 мкм), ориентированных в одном направлении в срастании со сфалеритом-3 или отдельных зерен в кварцевой матрице (см. рис. 1б). Границы между первыми тремя разновидностями сфалерита размытые, тогда как со сфалеритом-4 они четкие и резкие. Этот факт, а также отсутствие коррозионных границ сфалерита-4 с поздним кварцем могут свидетельствовать о существовании перерыва между формированием первых трех и четвертой разновидности сфалерита. В свою очередь первые три разновидности сфалерита интенсивно замещаются кварцем, а поверхность минерала становится пористой, вероятно, за счет замещения включений теннантита, галенита, халькопирита. В пользу последнего свидетельствует полное отсутствие перечисленных минералов в сфалерите из кровли галенит-сфалеритовых прослоев и, наоборот, их развитие в подошве. Иногда сфалеритовые агрегаты полностью замещаются кварцем с образованием теневых концентрически-зональных структур.

Галенит представлен ксеноморфными зернами, выполняющие межзерновые пространства в сфалерите в ассоциации с халькопиритом; совместно с теннантитом замещает концентрически-зональный пирит; содержит включения всех названных минералов. При полном замещении сфалерита кварцем галенит образует гнезда из ксеноморфных зерен в нерудной матрице.

Теннантит находится в сростках с галенитом и в виде мельчайших включений в центральных частях почковидных масс сфалерита-2. По времени образования теннантит близок с галенитом, но кристаллизовался позже сфалерита. Химический состав теннантита отличается от таковых палеогидротермальных труб «черных курильщиков» и пирит-углеродистых диагенитов Сафьяновского месторождения [4, 6] низкими содержаниями железа (0.73-0.99 мас. %), преобладанием As (14.56-16.03 мас. %) над Sb (6.66-8.54 мас. %) и отсутствием Ag, Te, Co. Содержания Zn в таннантите варьируют в узких пределах от 7.24 до 7.95 мас. %. Отмечается прямая корреляция между содержаниями цинка и железа

(r = 0.62). Нередко теннантит в ассоциации с галенитом замещают концентрически-зональные агрегаты пирита с образованием частичных или полных псевдоморфоз.

Халькопирит встречается в виде мельчайших включений (до 5 мкм), сосредоточенных по контурам зерен сфалерита, или идиоморфных кристаллов со сдвойникованным строением в ассоциации с теннантитом и галенитом.

Пирит представлен различными морфологическими разновидностями, приуроченными к сфалериту. Это фрамбоиды пирита и их сгустки, кристаллы, концентрически-зональные почки. В сфалерит-баритовых прослоях сосредоточен фрамбоидальный пирит, в галенит-сфалеритовых – округлые зерна размером (до 30 мкм) и кристаллы, которые замещаются сфалеритом, теннантитом, галенитом или кварцем.

Марказит в сфалерите образует пластинчатые агрегаты размером до 10 мкм, которые чередуются с пиритом и слагают каймы вокруг центров из тонкозернистой разновидности пирита.

Барит представлен пластинчатыми кристаллами с толщиной пластинок до 60 мкм. В сфалерит-баритовых прослоях он характеризуется смятием, дроблением и заполнением микротрещин сфалеритом, кварцем. В галенит-сфалеритовых прослоях барит сохранятся в виде прерывистых кайм вокруг сфалеритовых агрегатов или присутствует в виде корродированных пластинчатых агрегатов в кварце.

Кварц наряду с баритом и сфалеритом-4 образует цемент. Максимальное количество кварца установлено в сфалерит-галенитовых прослоях, минимальное – сфалерит-баритовых.

С помощью микротермометрических исследований флюидных включений в кварце, сфалерите (клейофан) и барите получены данные об условиях их формирования. Исследования выполнены в лаборатории термобарогеохимии (Геологический факультет ЮУрГУ в г. Миассе) по методике, детально изложенной в работах [1, 5].

При визуальном изучении были обнаружены пригодные для исследований двухфазные флюидные включения. Большинство включений имеет изометричную или удлиненную форму, четкие темные границы. Иногда встречаются включения сложной угловатой формы. Размер включений в кварце и клейофане (сфалерит-3) не превышает 10 мкм, в барите – 40 мкм (в среднем, 10-20 мкм). Для термо- и криометрических исследований выбирались прежде всего включения, расположенные в зонах роста или равномерно распределенные по объему отдельных зерен и отнесенные нами к сингенетическим первично-вторичным. Исследовано 20 индивидуальных включений в кварце, 10 в сфалерите и 35 в барите. Для сфалерита удалось достоверно установить только значения температур гомогенизации включений.

Включения в кварце гомогенизируются в жидкую фазу при температурах 186–230 °С, в сфалерите – 188–228 °С, в барите – 190–235 °С и содержат водный раствор с концентраций солей в кварце от 4.1 до 6.4 мас.% NaCl-экв., в барите от 1.2 до 3.0 мас.% NaCl-экв (рис. 2). В растворе включений преобладает хлорид натрия (температуры эвтектики -21.6…-22.0 °С).

Обсуждение результатов и выводы. Результаты микроскопических наблюдений свидетельствуют об отсутствии в изученных прослоях реликтов рудокластов, а также разнородных микрокомпонентов, что характерно для умеренно преобразованных отложений. Важным критерием диагностики преобразованных рудокластитов являются закономерности в локализации минералов. Так, в изучаемых сфалерит-галенитовых сульфидных прослоях количество сфалерита-3 и 4 (клейофан), пирита и кварца возрастает к кровле. В этом же направлении уменьшается роль сфалерита-1 и 2, галенита, теннантита, халькопирита и барита. В барит-сфалеритовых прослоях количество поздних разновидностей сфалерита и кварца минимально. Таким образом, преобразование прослоев заканчивается в первом случае формированием клейофана и кварца, в другом случае – барита.

При сравнении термобарогеохимических результатов исследований кварца, барита и сфалерита из различных прослоев, видно, что температурные параметры во всех мине-

ралах очень близки (рис. 2а) и соответствуют стадии катагенеза [3]. Однако, поздний кварц в галенит-сфалеритовых прослоях характеризуется большей соленостью растворов (4.1-6.4 мас. % NaCl-экв.), чем барит из сфалерит-баритовых прослоев (1.5-3.0 мас. % NaCl-экв.) (рис. 2б). Отметим, что в первом случае полученные значения солености выше таковых для морской воды (~3.5 мас. % NaCl-экв.), а во втором – ниже.

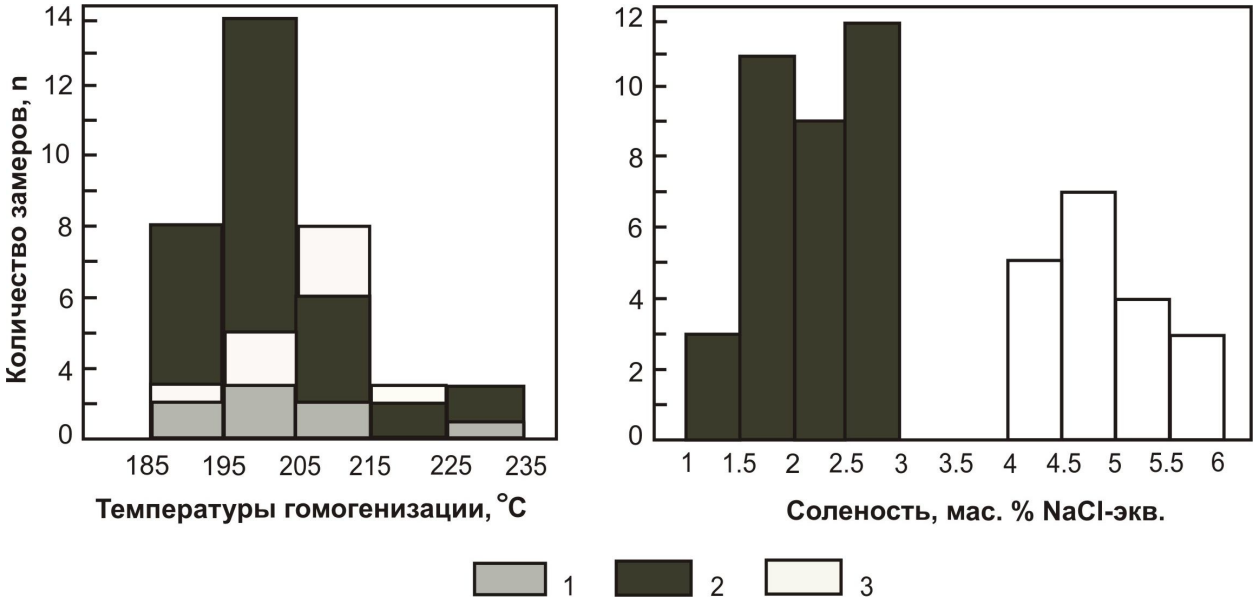


Рис. 2. Гистограммы распределения значений температур гомогенизации и солености флюидных включений из сфалерита (1), барита (2) и кварца (3).

Формирование кварца в галенит-сфалеритовых прослоях происходило из более насыщенных растворов, по сравнению с баритом их сфалерит-баритовых разностей. Сходная ситуация была отмечена для кремнистого материала из барит-полиметаллических корок вулканов Хук Ридж и Три Сестры (Антарктика) [8]. Авторы считают, что это отражает повышенную концентрацию кремнезема в более соленом минералообразующем флюиде. Увеличение солености раствора может быть связано со следующим: утечкой или выпариванием воды из включений, изменением состава растворов в результате кипения и дальнейшим переходом в более соленый флюид. Для осаждения барита были благоприятны растворы с низкой соленостью. Понижение солености можно объяснить увеличением роли новообразованных вод в результате интенсивных трансформационных процессов, сопровождающих катагенетическое преобразование полосчатых руд [3].

В целом, необходимо отметить, что полученные нами минералогические и термобарогеохимические данные укладываются в общие представления об условиях катагенетического преобразования осадочных пород. Было проведено сопоставление полученных термобарогеохимических данных для барит-полиметаллических диагенитов с данными по серноколчеданным колломорфным рудам и их брекчиям Сафьяновского месторождения, преобразованных в условиях диагенеза и раннего катагенеза (рис. 3). Для последних установлены более низкие температуры формирования 130-190 °С, сложный солевой состав растворов ($NaCl$-Na_2CO_3-$NaHCO_3$-Na_2SO_4-H_2O, $NaCl$-Na_2SO_4-H_2O) с соленостью 2.2–5.0 мас.% NaCl-экв. Тогда как рудная минерализация в барит-полиметаллических диагенитах формировалась из низкосоленого гетерогенного флюида при повышенной температуре (188-228 °С) и смене состава флюида на преимущественно NaCl.

Исследования выполнены в рамках государственной темы «Создание моделей минералообразования в рудно-седиментационных системах вулканогенных и осадочных формаций» ГР№01201350139.

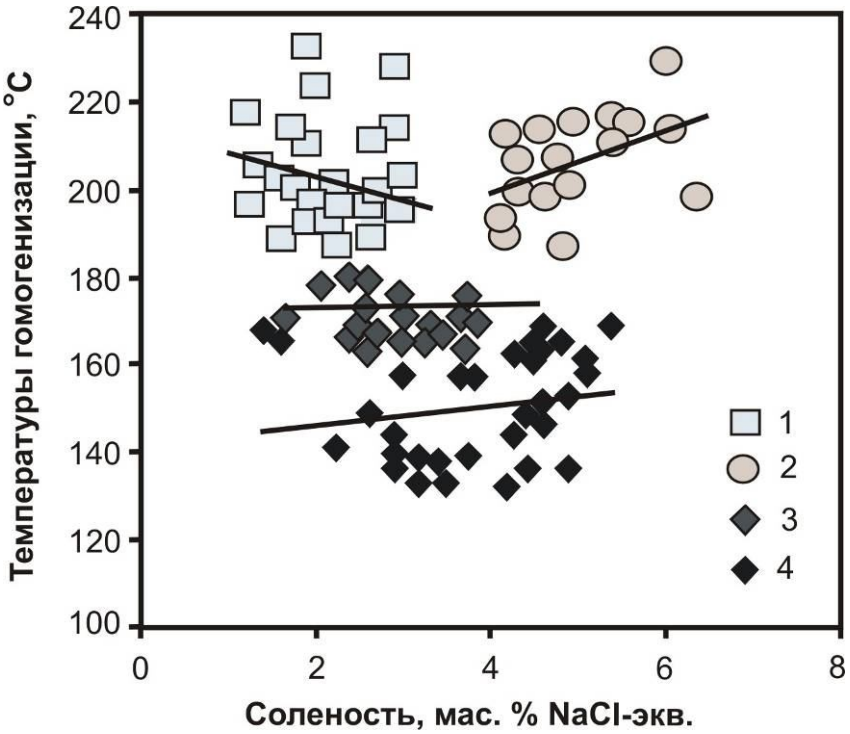


Рис. 3. Соотношение солености раствора во включениях и температур их гомогенизации в баритах и кварце Сафьяновского месторождения: 1 – барит в сфалерит-баритовых прослоях, 2 – кварц в галенит-сфалеритовых прослоях, 3 – барит в гидротермальных колломорфных рудах, 4 – барит в серноколчеданных брекчиях.

Литература

1. *Борисенко А.С.* Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика, 1977. №8. С. 16–18.

2. *Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р.* Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. 315 с.

3. *Логвиненко Н.В., Орлова Л.В.* Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 237 с.

4. *Масленникова С.П., Масленников В.В.* Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков» (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 317 с.

5. *Реддер Э.* Флюидные включения в минералах: в 2-х т. Т. 1. Пер. с англ. М.: Мир, 1987. 560 с.

6. *Сафина Н.П., Масленников В.В.* Рудокластиты колчеданных месторождений Яман-Касы и Сафьяновское (Урал) Миасс: УрО РАН, 2009. 260 с.

7. *Язева Р.Г., Молошаг В.П., Бочкарев В.В*. Геология и рудные парагенезисы Сафьяновского колчеданного месторождения в среднеуральском шарьяже // Геология рудн. месторождений, 1991. Т. 33, № 4. С. 47-58.

8. *Petersen S., Herzig P.M., Schwarz-Schampera U., Hannington M.D., Jonasson I.R.* Hydrotermal precipitates associated with bimodal volcanism in the Central Bransfield Strait, Antarctica // Mineralium deposita, 2004. Vol. 39. P. 358-379.

ИЗОТОПНЫЕ RB-SR ХАРАКТЕРИСТИКИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ BHVO-2, AGV-2, BCR-2

Солошенко Н.Г., Стрелецкая М.В.
Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург

Аналитической задачей Rb-Sr геохронометрии является установление в исследуемых образцах точных количественных соотношений между изотопами ^{87}Rb, ^{87}Sr и ^{86}Sr. Для количественного анализа Rb и Sr в породах и минералах использовались различные методы (пламенная фотометрия, эмиссионная спектроскопия, рентгено-спектральный флуоресцентный анализ, атомно-абсорбционная спектрофотометрия и др.), однако с появлением масс-спектрометрического метода изотопного разбавления перечисленные методы (кроме ренгеноспектрального флуоресцентного) почти вышли из обихода. Масс-спектрометрический метод изотопного разбавления [4, 6], хотя и довольно трудоемкий, обладает неоспоримым преимуществом точности при малых количествах определяемых элементов, давая при этом информацию об их изотопном составе. В данном методе результаты анализа вычисляются по измеренному изотопному составу смеси элемента, находящегося в образце, и известного количества препарата того же элемента с существенно иным изотопным составом – трасером [1].

Стандартные образцы Геологической службы США (USGS) BHVO-2 и BCR-2 (базальты), AGV-2 (андезит) широко используются для определения метрологических характеристик масс-спектрометрических методик, нормализации в изотопных геохимических исследованиях и подтверждения надежности получаемых данных; эти образцы считаются одними из лучших вследствие специфики их элементного и изотопного состава [7-9].

В лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН определение изотопных отношений рубидия и стронция проводится методом масс-спектрометрии с термической ионизацией в сочетании с процедурой двойного изотопного разбавления. В качестве изотопной добавки используется смешанный трасер ^{85}Rb-^{84}Sr [3].

Разложение образцов осуществляется при t=190°C в PFA-посуде в смеси концентрированных HF и HNO_3, взятых в соотношении 3:1. Навеска образца, растертая в пудру, с дозированным количеством трасера ^{85}Rb-^{84}Sr и смесью кислот для разложения во фторопластовой посуде помещается в автоклав. После достижения изотопного равновесия трасер-образец, раствор выпаривается, сухой остаток солей обрабатывается соляной кислотой, и полученная смесь выпаривается досуха.

Хроматографическое разделение рубидия и стронция осуществляется в две стадии: разделение рубидия и стронция и доочистка стронция. Сухой остаток солей растворяется в HCl и после центрифугирования в виде прозрачного раствора вносится в полипропиленовую хроматографическую колонку Bio-Rad с катионитом Bio-Rad AG 50x8, 200-400 меш. Разделение рубидия и стронция на этой стадии осуществляется ступенчатым элюированием HCl разной молярности. Фракция рубидиевого элюата выпаривается до сухого остатка и анализируется на масс-спектрометре. Фракция стронция выпаривается до сухого остатка, растворяется в HCl и вносится кварцевую хроматографическую колонку со смолой Bio-Rad AG 50x8, 200-400 меш. В качестве элюэнта также используется HCl. Фракция стронция после второй стадии, выпаренная до сухого остатка, перед измерением обрабатывается концентрированной азотной кислотой с последующим выпариванием.

Все химические операции выполнялись в чистом помещении с принудительной подачей фильтрованного атмосферного воздуха и использованием PTFE, PFA и кварцевой посуды и специально очищенных реагентов. Очистка кислот и воды проводилась при температуре ниже температуры кипения в кварцевых аппаратах и PTFE аппаратах Berghoff™.

Измерение изотопного состава стронция и рубидия в образцах проводилось на мультиколлекторном масс-спектрометре с термической ионизацией Triton Plus в статическом режиме. Для анализа рубидия использовался двухленточный источник ионов с рениевыми лентами; стронций измерялся в одноленточном режиме на танталовой ленте. Образцы наносили на предварительно дегазированные в вакууме ленты.

Заключительная стадия работы заключается в математической обработке результатов измерения смесей трасер-образец с вычислением изотопных отношений рубидия и стронция в образце, а также концентраций рубидия и стронция в образце в соответствии с работой [2].

Контроль правильности и внутрилабораторной прецизионности измерительной процедуры осуществлялся для каждой партии из 10 образцов путем измерения изотопных отношений стронция в международном стандартном образце изотопного состава стронция SRM-987 с коррекцией на изотопное масс-фракционирование по отношению $^{88}Sr/^{86}Sr$ = 8,3752 по экспоненциальному закону [10]. Измеренное среднее значение отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ составило 0.710253±0.000018 (стандартное отклонение, 2SD).

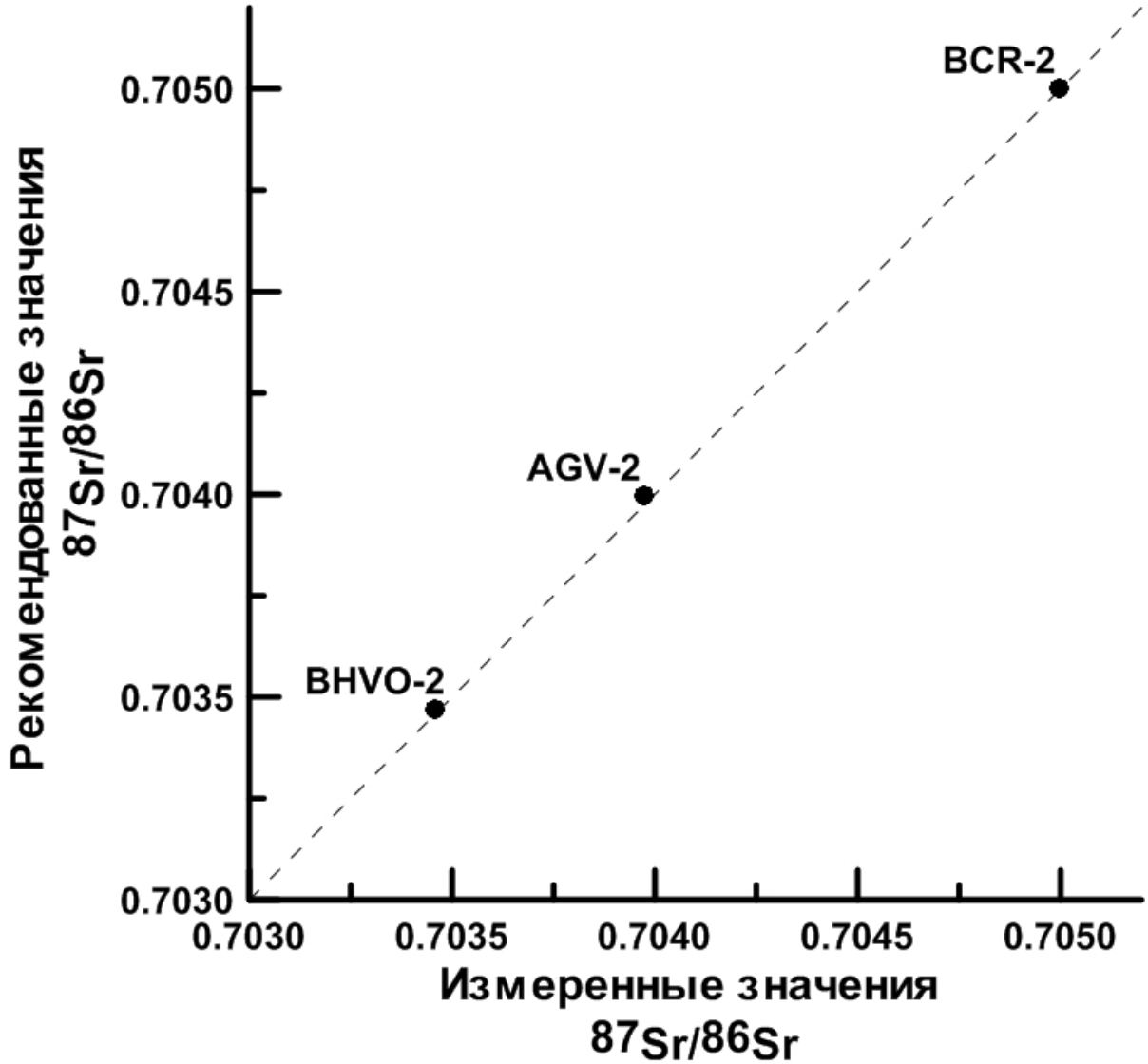


Рис. 1. Сопоставление результатов изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$, полученных в лаборатории ФХМИ с опорными (рекомендованными значениями (GeoReM). Погрешности значительно меньше, чем символы, поэтому не представлены на графике.

Контроль правильности и внутрилабораторной прецизионности всей аналитической процедуры осуществлялся путем измерения изотопных отношений рубидия и строн-

ция в стандартах BHVO-2, AGV-2 и BCR-2, прошедших все стадии аналитической процедуры. Таким образом учитывается вклад погрешности на различных этапах: в процессах разложения, хроматографии, измерения изотопных отношений, пересчетах в методе изотопного разбавления при использовании добавки трасера.

Полученные значения определения изотопных отношений (рис. 1) и концентраций Rb и Sr в международных геологических стандартах USGS AGV-2, BHVO-2 и BCR-2 соответствуют показателям, представленным в базе GeoReM по данным более 50 лабораторий мира (электронная база данных GeoReM, март 2014 г.) [5]. Расчитанные показатели правильности определения изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и концентраций Rb и Sr для всех проанализированных стандартных образцов горных пород удовлетворяют требованиям геохимических исследований.

Литература

1. *Горохов И.М.* Рубидий-стронциевый метод изотопной геохронологии. Москва: Энергоатомиздат, 1985. 153с.
2. *Костицын Ю.А., Журавлев А.З.* Анализ погрешностей и оптимизация метода изотопного разбавления. Геохимия №7. 1987. С.1024-1036.
3. ЕЖЕГОДНИК-2013, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 161, в печати..
4. *Сысоев А.А., Артаев В.Б., Кащеев В.В.* Изотопная масс-спектрометрия. Москва: Энергоатомиздат, 1993. 288 с.
5. GeoReM. 2014. Database of geological and environmental reference materials. http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/
6. *Platzner I.T.* Modern isotope ratio mass spectrometry. 1997. 169 p
7. *Raczek I., Jochum K.P., Hofmann A.W.* Neodymium and Strontium Isotope Data for USGS Reference Materials BCR-1, BCR -2, BHV O-1, BHVO-2, AGV-1, AGV-2,GSP-1, GSP-2 and Eight MPI-DING Reference Glasses // Jour. Geost.Geoan. 2003. № 27. P. 173-179.
8. *Raczek I., Stoll B., Hofmann A.W., Jochum K.P.* High-precision trace element data for the USGS reference materials BCR-1, BCR-2, BHVO-1, BHVO-2, AGV-1, AGV-2, DTS-1, DTS-2, GSP-1 and GSP-2 by ID-TIMS and MIC-SSMS // Geostandards Newsletter: Jour.Geost.Geoan. 2001. №25. P. 77-86.
9. USGS (2014) USGS reference materials certificate of analysis index (geochemical reference standards).http://crustal.usgs.gov/geochemical_reference_standards/
10. Wasserburg et al. Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. Geochim. and Cosmochim. Acta. 1981. № 45. P. 2311-2323.

ОСОБЕННОСТИ ПЛАТИНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ПОРОД КРАЕВЫХ ЧАСТЕЙ КОНЦЕНТРИЧЕСКИ-ЗОНАЛЬНЫХ ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ НА ПРИМЕРЕ СВЕТЛОБОРСКОГО МАССИВА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Степанов С.Ю.[1], Кетров А.А.[2]

[1]*Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург*

[2]*Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», г. Санкт-Петербург*

Светлоборский концентрически-зональный ультрамафитовый интрузивный массив располагается в 15 км к северу от г. Качканара и находится в непосредственной близости от посёлка Косья. Дуниты и вмещающие их пироксениты массива послужили источником для формирования россыпей Исовско-Туринской системы, являющейся одной из самых крупных в мире [1]. Однако в связи с истощением запасов россыпной платины в последнее время породы массива активно изучаются с целью обнаружения коренного платинового оруденения. В 2007 – 2010 гг. на Светлоборском интрузиве производились поисковые работы ЗАО «Урал-МПГ». В результате был выделен ряд перспективных участков, один из которых расположен в юго-западной краевой части массива и имеет статус рудопроявления, названного в честь Н.К. Высоцкого [5]. С 2013 года акции ЗАО «Урал-МПГ» принадлежат компании «Полиметалл».

Светлоборский плутон, как и все концентрически-зональные ультрамафитовые интрузивы Платиноносного пояса, в центральной части сложен дунитами, которые обрамляются клинопироксенитовой каймой. Однако выделяются некоторые черты, отличающие Светлый бор от аналогичных массивов. Первой и наиболее важной является полное отсутствие грубозернистых и пегматоидных разновидностей дунитов в ядре. Вторая, не менее важная, – широкое распространение жильных и дайковых образований. Как следствие, породам Светлоборского интрузива свойственны особые черты платинового оруденения [4]. В части литературных источников [3], характерные особенности геологического строения Светлоборского плутона объясняют значительной по сравнению с другими концентрически-зональными массивами глубиной эрозионного среза. При этом произошло полное разрушение купольной части массива, в которой обычно сосредоточены тела грубозернистых дунитов и дунитовых пегматитов. Но при изучении платиновой минерализации россыпей на различном удалении от коренных источников (пород Светлого бора) не было установлено значительного изменения состава платиновых минералов. Исходя из этого, возможно предположить, что породы, наблюдаемые в современном эрозионном срезе, совершенно аналогичны породам, уничтоженным в ходе процессов выветривания.

Дунитовое ядро Светлоборского интрузива преимущественно сложено среднемелкозернистыми дунитами с уменьшением зернистости пород при продвижении от центра к краевым частям, где преобладают мелкозернистые разновидности дунитов. Их пронизывают достаточно мощные дайки и жилы пород преимущественно основного состава – роговообманковые перидотиты, горнблендиты, иситы, верлиты, клинопироксениты, роговообманковые и флогопитовые клинопироксениты. Дайки и жилы залегают в большинстве случаев согласно контакту дунитового ядра с клинопироксенитовой оболочкой, имеют субмеридиональное простирание и падение под углом 40…45º на восток.

Дуниты краевой части характеризуются уменьшением зернистости по мере приближения к контакту с клинопироксенитовой каймой. Однако наибольшую информационную нагрузку несёт характер взаимоотношения минералов в породе. На удалении от контакта с клинопироксенитовой оболочкой дуниты обладают ярко выраженной порфировидностью и гипидиоморфнозернистой структурой. При изучении керновых проб с участка им. Н.К. Высоцкого установлено, что по мере приближения к контакту с клинопироксенитами в дунитах исчезает порфировидность, структура переходит в равномернозернистую и оливин приобретает ярко выраженные идиоморфные очертания, а структура дунита становится панидиоморфнозернистой. Однако у индивидов минерала не прояв-

лены собственные кристаллографичные формы, и в действительности они являются полиэдрами перекристаллизации. Исходя из этого, тонкозернистые дуниты, развитые в зоне контакта дунитового ядра с клинопироксенитовой каймой, необходимо считать перекристаллизованными с полиэдрически-зернистой, а не панидиоморфнозернистой структурой.

Дайковый комплекс в пределах рудопроявления Высоцкого развит весьма широко. Дайки имеют мощность до 12…15 метров. Значительным распространением пользуются тела, сложенные одной или двумя породами (иситовые, горнблендитовые и пироксенитовые), относительно редко обнаруживаются тела, в состав которых входят одновременно три и более породы. Все породы характеризуются грубозернистыми и, нередко, пегматоидными структурами с преобладанием призматически-зернистых разновидностей. Исключение составляют лишь флогопитовые клинопироксениты, имеющие брекчиевую гигантообломочную структуру с флогопитовым крупнопластинчатым цементом.

Таблица 1. Элементы платиновой группы и золото и в породах краевой части дунитового ядра (рудопроявление Высоцкого), г/т.

№	Породы	Ru	Rh	Pd	Ir	Pt	Au	Сумма ЭПГ
1	средне- мелкозернистый дунит (4)	0.003	-	0.01	0.01	0.04	0.007	0.06
2	тонкозернистый дунит (4)	-	-	0.002	0.004	0.03	0.003	0.04
3	клинопироксенит (3)	-	-	0.02	-	0.004	0.002	0.03
4	верлит (3)	-	-	0.02	-	0.04	-	0.06
5	флогопитовый клинопироксенит (3)	-	-	0.06	-	0.02	-	0.07

Примечание: элементы платиновой группы и золото определялись в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ в Санкт-Петербурге методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на приборе «Элан-6100 DRC» – аналитики В.А. Шишлов и В.Л. Кудряшов. В скобках указано число проб.

При рассмотрении концентрации элементов платиновой группы в дунитах и породах дайкового комплекса (табл. 1.) выделяются следующие закономерности. Дуниты обладают ярко выраженной платиновой геохимической спецификой. В породе с рядовой вкраплённостью хромшпинелида и без акцессорной вкрапленности платиновых минералов содержание Pt может достигать 60…75 мг/т (при среднем значении 40…47 мг/т), а содержание других платиноидов остаётся незначительным. В рудных зонах в большинстве случаев, пространственно совпадающих с переходом от порфировидных мелкозернистых дунитов к тонкозернистым перекристаллизованным, по данным опробования в ходе геологоразведочных работ отмечается содержание Pt до 4,61 г/т, при среднем 0,4 г/т. В отличие от дунитов, породы, слагающие дайки, в частности пироксениты, характеризуются повышенным содержанием Pd до 85…90 мг/т (при среднем значении 50…55 мг/т). При этом флогопитовые пироксениты являются более обогащёнными ЭПГ по сравнению с другими разновидностями пород дайкового комплекса. Верлиты по концентрации ЭПГ занимают промежуточное положение между дунитами и пироксенитами, имея по сравнению с дунитами повышенное содержание Pd (15…20 мг/т) и относительно пород дайкового комплекса повышенное содержание платины (40…45 мг/т).

Из минералов металлов платиновой группы (таблица 2) в дунитах рудопроявления Высоцкого наиболее распространены изоферроплатина, по-видимому, как первичный магматический минерал, и тетраферроплатина как вторичный минерал, замещающий изоферроплатину. В изфероплатине часто обнаруживаются мельчайшие (до 15…20 мкм)

Таблица 2. Состав минералов металлов платиновой группы рудопроявления им. Н.К. Высоцкого.

№	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Fe	Cu	Ni	S	Минерал
1	92.37	-	-	-	-	-	7.63	-	-	-	Изоферроплатина
2	92.44	-	-	-	-	-	7.56	-	-	-	Изоферроплатина
3	91.69	-	-	-	-	-	8.31	-	-	-	Изоферроплатина
4	92.62	-	-	-	-	-	7.38	-	-	-	Изоферроплатина
5	-	-	71.20	3.73	3,31	-	-	-	-	21.28	Эрлихманит
6	76.29	-	-	0.98	-	1.84	17.22	2.28	1.21	-	Тетраферроплатина
7	92.06	-	-	-	-	-	7.94	-	-	-	Изоферроплатина
8	88.85	-	-	-	-	-	11.15	-	-	-	Железистая платина

Примечание: Прибор: сканирующий электронный микроскоп CAMSCAN-4DV с полупроводниковым спектрометром AN-10000. Аналитик: Ю.Л. Крецер.

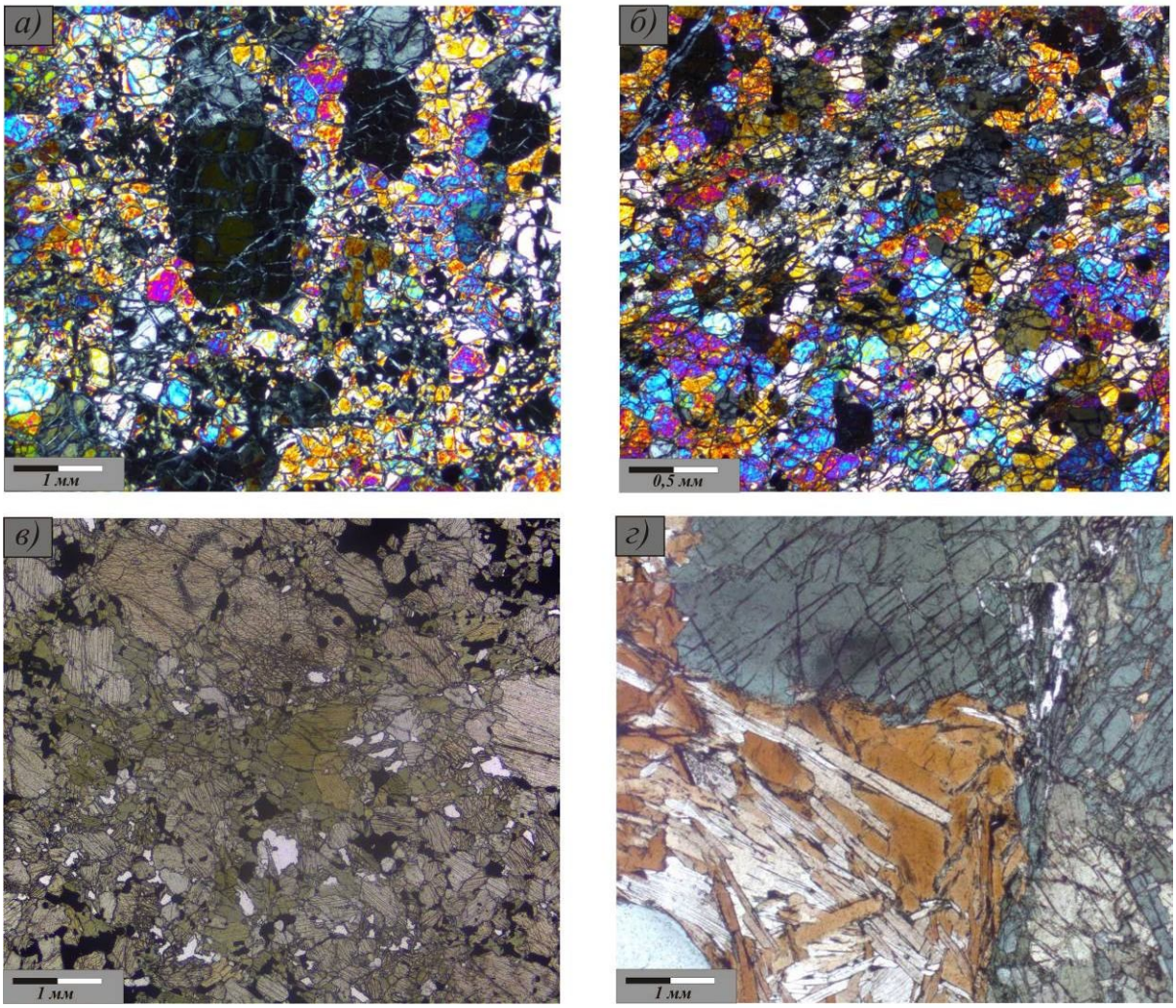


Рис. 1. Фото шлифов пород, слагающих краевую часть дунитового ядра: а) – средне-мелкозернистый порфировидный дунит с рядовой вкрапленностью акцессорного хромшпинелида (николи скрещены); б) – тонкозернистый равномернозернистый дунит с рядовой вкрапленностью хроммагнетита; в) – мелкозернистый призматически-зернистый горнблендит с элементами сидеронитовой структуры; г) – контакт обломка пироксенита с флогопитовой цементирующей массой (Cr-содержащий диопсид замещается магнезиогастингситом).

включения минералов тугоплавких платиноидов, преимущественно эрлихманита. Минералы тугоплавких платиноидов нередко имеют совершенно идиомофрное огранение и, повидимому, являются наиболее ранними образованиями, относящимися к магматической стадии формирования платинового оруденения [6]. Из наиболее поздних минералов, развивающихся по Fe-Pt сплавам, был обнаружен феродсит.

В ходе изучения морфологии минералов МПГ из различных отложений, сформировавшихся за счёт разрушения пород краевой части дунитового ядра, а также из самих пород установлено, что первичные Fe-Pt минералы имеют поверхности совместного роста с минералами дунитов, что говорит о сингенетичности процессов формирования платинового оруденения с процессами формирования дунитов. Платина, в основном, кристаллизовалась совместно с хромшпинелидами. Однако последние в ходе процессов метаморфического преобразования дунитов были замещены хроммагнетитом или магнетитом.

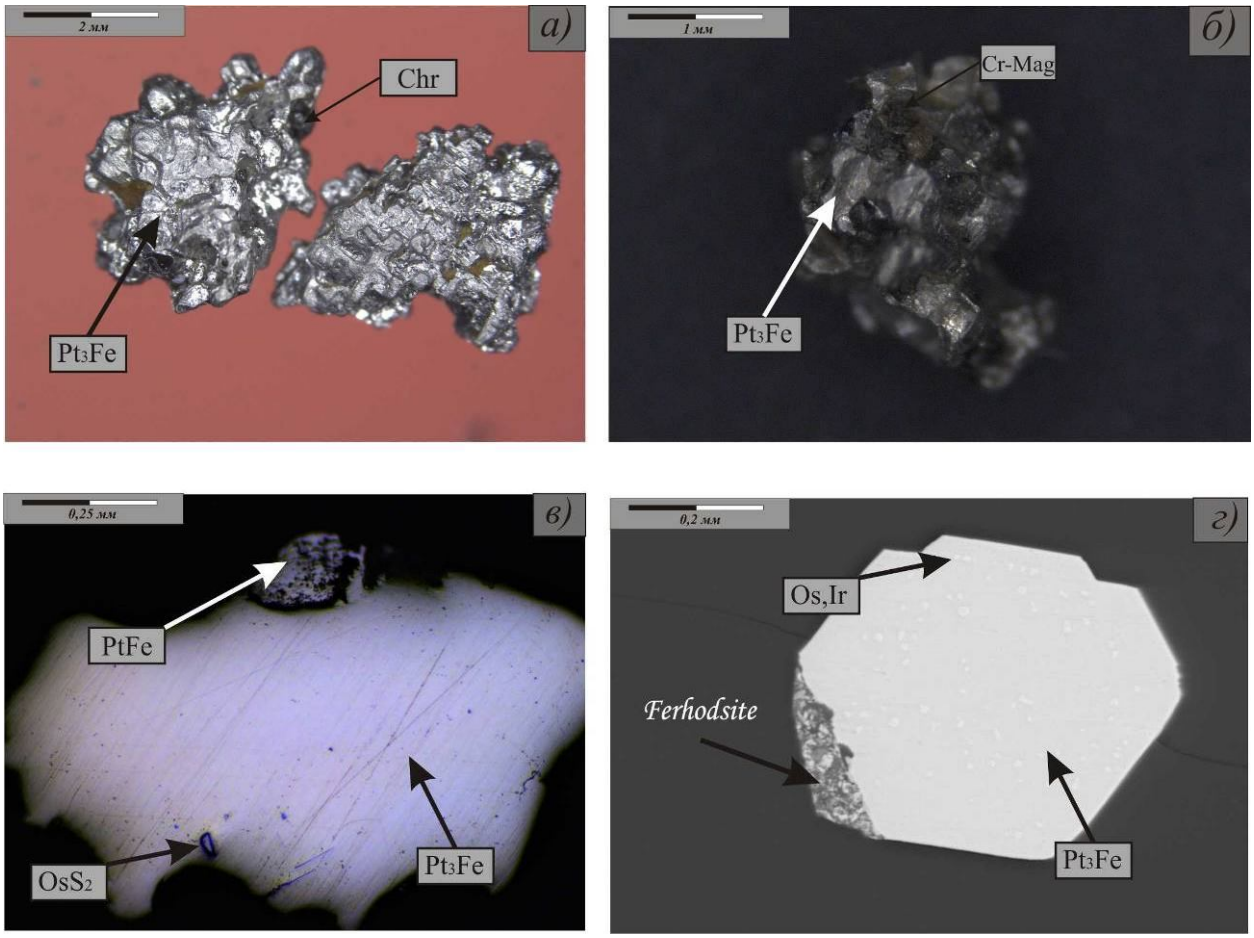


Рис. 2. Минералы платины: а) – кристаллический агрегат изоферроплатины в срастаниях с хромшпинелидом из средне-мелкозернистых дунитов; б) – срастание изоферроплтины с хроммагнетитом из тонкозернистых дунитов; в) – изоферроплатина в срастании с тетраферроплатиной и включениями эрлихманита (фото в отражённом свете); г) – кристалл изоферроплатины с включениями осмистого иридия и частично замещённый феродситом (фото в отражённых электронах).

Необходимо отметить, что процессы метаморфического преобразования и перекристаллизации дунитов с образованием в них полиэдрически-зернистых структур повлекли значительное преобразование минералов платины и, возможно, перераспределение последних в объёме породы. Доказательствами значительного влияния наложенных метаморфических процессов на формирование платинового оруденения являются: развитие тетраферроплатины, замещающей изоферроплатину; полное замещение хромшпинелидов метаморфогенным хроммагнетитом или магнетитом; присутствие в виде включений Fe-Pt

минералах силикатных минералов метаморфического парагенезиса в том числе амфибола, по составу соответствующего роговой обманке [2].

В отличие от дунитов в породах дайкового комплекса минералы металлов платиновой группы обнаруживаются крайне редко. В флогопитовых и роговообманковых клинопироксенитах было обнаружено несколько мельчайших зёрен стибиопаладинита. При этом в флогопитовых клинопироксенитах рудный минерал находится непосредственно в флогопитовой массе. Иситы, горнблендиты и пироксениты характеризуются повышенным содержанием включений сульфидных минералов (в некоторых случаях до 5…8%), среди которых преобладают халькопирит, пентладит и пирротин. Для пентладита в составе нередко отмечается значительное содержание металлов платиновой группы с преобладанием Pt.

Детальные петрографические исследования пород краевой части Светлоборского интрузива позволили выявить переход от мелко-среднезернистых разновидностей дунитов с гипидиоморфной структурой к тонкозернистым с полиэдрически-зернистой перекристаллизационной структурой. Данные опробования керна на Pt, полученные в ходе работ ЗАО «Урал-МПГ», свидетельствуют о пространственном совпадении минерализованных и рудных зон с зонами смены структуры дунитов. Морфология платиновых минералов и характер их генетических взаимоотношений с другими минералами указывают на значительное влияние метаморфических процессов на формирование платинового оруденения. При этом перекристаллизация дунитов, находящихся на контакте с пироксенитами, вызвала перераспределение платины в объёме породы с формированием рудных тел, характеризующихся довольно выдержанным, хотя и невысоким содержанием минералов платины. Рассматривая распределение ЭПГ в дайковом комплексе, установлено их наибольшее содержание в породах, переработанных флюидами или кристаллизованных при значительном участии в процессах минералообразования летучих компонентов. Как показывают результаты проведенных анализов, значительно обогащены ЭПГ грубозернистые верлиты, переходящие в пегматоидные разности и клинопироксенитовые брекчии с флогопитовым цементом. Последние, по-видимому, являются флюидогенными брекчиями.

Литература

1. Волченко Ю.А., Золоев К.К.,Коротеев В.А., Малахов И.А., Мардиросьян А.Н. Платина Урала (платиновометальное оруденение и перспективы его освоения) // Известия ВУЗов. Горный журнал. Уральское горное обозрение. 1994. № 2. С. 62-85.

2. Пушкарёв Е.В., Телегин Ю.М., Телегина Т.В. Состав включений в платиноидах как индикаторов низкотемпературного постмагматического генезиса МПН в дунитах Светлого бора, Платинометальный пояс Урала // Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы. XV Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург -2012. С 218-220.

3. Решитько В.А. Платиновое оруденение в брахисинклиналях Качканарского габбро-перидотитового массива на Урале // Известия вузов. 1967. № 5. С. 33-42.

4. Степанов С.Ю. Влияние пегматитообразования в концентрически-зональных массивах ультраосновных пород Среднего Урала на формирование платинового оруденения // Металлогения древних и современных океанов – 2014. Миасс: Геотур, 2014. С. 146-150.

5. Телегин Ю.М. Телегина Т.В. Толстых Н.Д. Геологические особенности рудопроявлений платины Светлоборского и Каменушенского массивов Платиноносного пояса Урала // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные сними месторождения. Материалы третьей международной конференции. Екатеринбург: Интституту геологии и геохимии УрО РАН, 2009, Т. 2. С. 212-215.

6. Толстых Н.Д. Телегин Ю.М., Чубаров В.М. Платиновая минерализация Светлоборского и Каменушенского массивов платиноносного пояса Урала // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные сними месторождения. Материалы третьей ме-

ждународной конференции. Екатеринбург: Интституту геологии и геохимии УрО РАН, 2009, Т. 2. С. 216-220.

ХАЛЦЕДОН-КВАРЦЕВАЯ ЖИЛА НА СЕРЕБРЯНОМ РУДОПРОЯВЛЕНИИ АИД (ТАРЫНСКИЙ СУБВУЛКАНИЧЕСКИЙ МАССИВ, ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)

Суставов О.А.
Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

Рудопроявление Аид, с эпитермальным серебряным оруденением серебро-сурьмяного типа [4], находится в юго-восточной части Верхояно-Колымской орогенной области, в пределах Тарынского субвулканического массива раннемеловых гиперстеновых дацитов. В рудных телах, приуроченных к брекчиевым и прожилково-жильным зонам, окруженным ореолами аргиллизированных, адуляризированных и окварцованных пород, выделяются следующие минеральные асоциации: зонально-полосчатая кварц-адуляровая с пиритом, халькопирит-сфалерит-галенитовая, фрейбергит-пираргиритовая, кварц-карбонатная и кварц-диккитовая [4]. Разновидности кварца, распространенные на рудопроявлении, описаны в статье [5].

В настоящей статье дается характеристика наблюдавшейся на данном рудопроявлении жилы, в которой совместно с кварцем выделялся халцедон. На известных эпитермальных месторождениях в ряде случаев отмечается совместное с кварцем отложение халцедона [12], но описаний этого минерала и основанных на его присутствии детальных генетических выводов обычно не приводится. В данной статье рассматривается последовательность образования разновидностей кварца и халцедона в жиле и предлагается возможный вариант протекания гидротермальных процессов при образовании жилы.

Образец халцедон-кварцевой жилы мощностью 5 см был отобран нами в центральной части рудопроявления (канава 15), в зоне развития метасоматически измененных дацитов. Жила сложена нарастающими на ее стенки призальбандовыми каймами гребенчатого кварца мощностью до 1-1,5 см и занимающими осевую часть жилы халцедон-кварцевыми выделениями, сцементированными мелкозернистым (зерна 0,2-1 мм в поперечнике) и микрозернистым (зерна до 0,2 мм) кварцем (рис. 1).

Призальбандовые гребенчатые каймы (параллельно-шестоватые агрегаты 1 типа, по Д.П. Григорьеву [6]) образованы вытянутыми поперек стенок жил индивидами с поперечником до 2 мм (рис. 2). Образование индивидов гребенчатого кварца нередко начиналось с возникновения на стенках полости нерасщепленных и не замутненных флюидными включениями длиннопризматических кристаллов кварца. В определенный момент роста на этих кристаллах появлялись густозамутненные зоны роста по призме, образование которых фиксировало собой начало увеличения кристаллов в ширину (см. рис. 2). Последнее происходило за счет роста замутненного кварца с периферическим расщеплением (субиндивиды расщепления ориентированы поперек граней ромбоэдров) – таким кварцем образованы верхние широкие части индивидов. Замутнение нередко представлено полосками первичных флюидных включений; эти полоски ориентированы, как и субиндивиды расшепления, поперек граней ромбоэдров [6].

После образования призальбандовых гребенчатых кайм, в оставшейся части жильной полости начиналось выделение пластинчатого кальцита (длина пластинок – до 4 мм, толщина – до 0,2 мм), в последующем замещаемого кварцем («пластинчатый» кварц [8]), а также халцедона. Последний образует корки обрастания и сферолиты диаметром до 1-2 мм (рис. 3), состоящие из волокон, имеющих отрицательное удлинение и несколько более низкий, чем у кварца, показатель преломления. При одном николе под микроскопом халцедон обычно имеет обычную для этого минерала бурую окраску, обусловленную присутствием в нем многочисленных пор субмикроскопических размеров [1]. Кристаллы гребенчатого кварца призальбандовых кайм и пластинчатый кварц обрастают халцедоном (см. рис. 1).

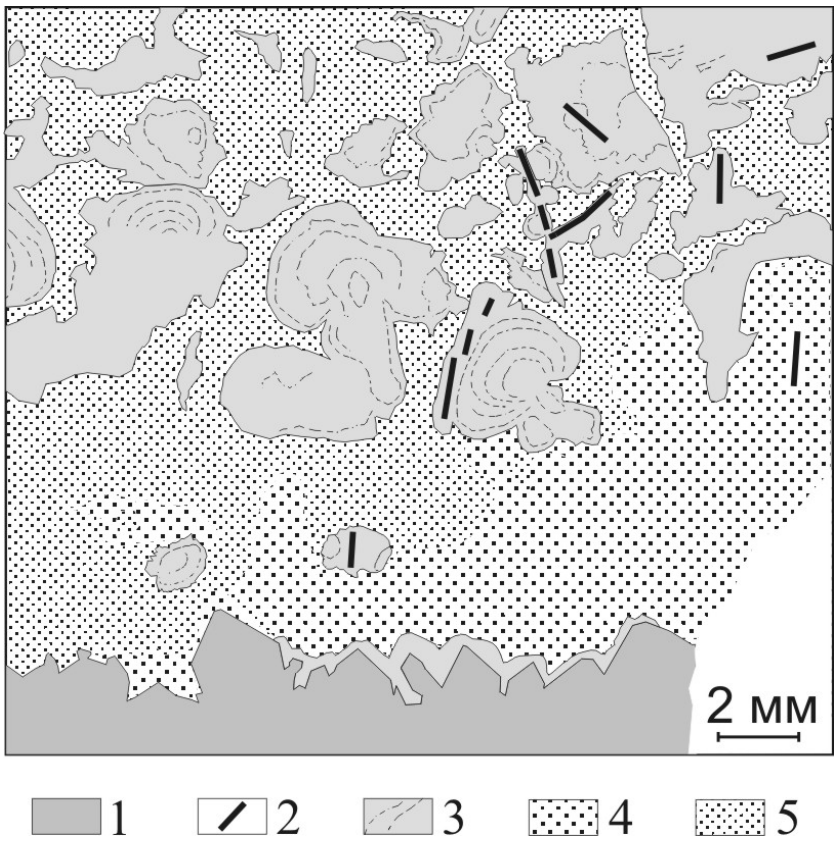


Рис. 1. Строение халцедон-кварцевой жилы (рисунок по микрофотографии шлифа): 1 – гребенчатый кварц призальбандовой каймы, 2 – пластинчатый кварц, 3 – халцедон-кварцевые выделения (пунктир – полосчатость роста), 4 – мелкозернистый кварц (зерна 0,2-1 мм), 5- микрозернистый кварц (зерна менее 0,2 мм).

Во многих случаях халцедон отлагался вместе с мелкогребенчатым кварцем (с длиной индивидов не более 1 мм), нередко с образованием халцедон-кварцевых выделений, имеющих преимущественно округлую форму (см. рис. 1). Отлагавшийся совместно с халцедоном мелкогребенчатый кварц обычно расщеплен, но в отличие от крупношестоватого гребенчатого кварца призальбандовых кайм, субиндивиды расщепления ориентированы не поперек граней ромбоэдров, а вдоль оси *c* кварца [6]. Халцедон и мелкогребенчатый кварц могут обрастать друг друга, нередко наблюдается неоднократное чередование полос халцедона и мелкогребенчатого кварца. В халцедон-кварцевых выделениях могут присутствовать и другие разновидности кварца, характерной особенностью которых является бурая, как у халцедона, окраска при одном николе под микроскопом.

Основное количество халцедон-кварцевых выделений располагается внутри жилы на некотором удалении от призальбандовых гребенчатых кайм (см. рис. 1). Пространство между зоной развития халцедон-кварцевых выделений и призальбандовых гребенчатых кайм занято кварцем, структура которого изменяется от аллотриоморфнозернистой до гипидиоморфнозернистой. Это преимущественно *мелкозернистый* кварц (размер зерен 0,2-1 мм), значительно слабее замутненный флюидными включениями по сравнению с призальбандовым гребенчатым кварцем. Гипидиоморфнозернистый мелкозернистый кварц нередко переходит в скопления отдельных разобщенных между собой идиоморфных кристаллов кварца. При регенерационном нарастании этого кварца на кристаллы призальбандового гребенчатого кварца (густо замутненные флюидными включениями), образуются прозрачные головки этих кристаллов. В случае наличия наросших на кристаллы призальбандового гребенчатого кварца корок халцедона, мелкозернистый кварц отлагается на этих корках. Мелкозернистый кварц нарастает также на пластинчатый кварц и на отдельные халцедон-кварцевые выделения; в последнем случае он может иметь в той или иной

степени выраженную радиально-лучистую структуру, наследуемую им от мелкогребенчатого кварца обрастаемых халцедон-кварцевых выделений.

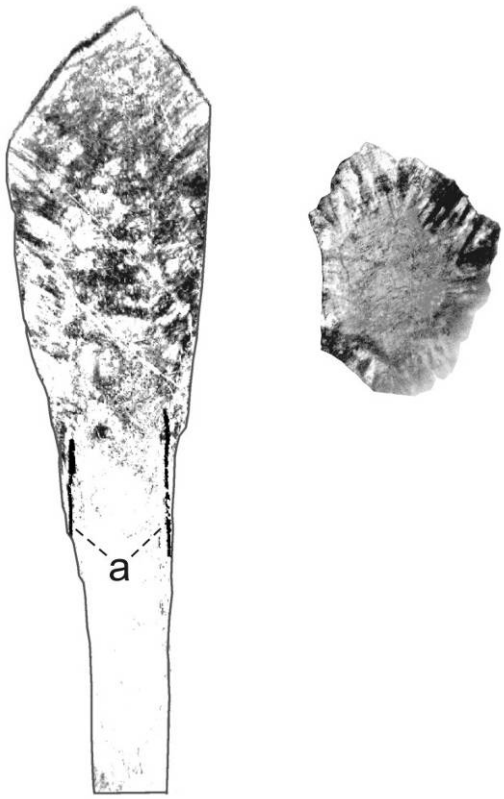


Рис. 2. Индивиды гребенчатого кварца призальбандовой каймы: слева – продольное сечение, без анализатора (а – густо замутненные флюидными включениями зоны роста призмы; длина кристалла 8 мм), справа – поперечное сечение верхней части индивида, николи скрещены (по периферии кристалла - расщепление).

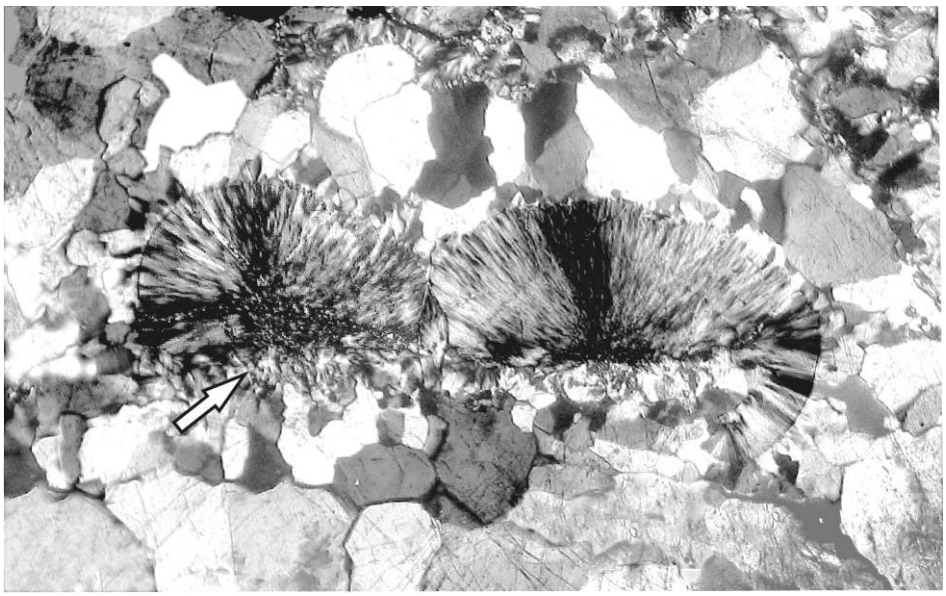


Рис. 3. Сферолиты халцедона, наросшие на пластинчатый кварц (стрелка), окружены аллотриоморфнозернистым микрозернистым кварцем; длина микрофотографии 3,2 мм.

Кроме мелкозернистого кварца в жиле присутствует также *микрозернистый* кварц (размер зерен менее 0,2 мм). Им, в частности, цементируются халцедон-кварцевые выделения (см. рис. 1) и разобщенные между собой кристаллы мелкозернистого кварца (в том числе такие кристаллы, грани которых местами покрыты корками халцедона). Как и мелкозернистый кварц, микрозернистый кварц имеет гипидиоморфнозернистую или аллот-

риоморфнозернистую структуру (см. рис. 3), реже образует мелкогребенчатые агрегаты. Иногда зерна микрозернистого кварца образуют включения во внешних частях кристаллов мелкозернистого кварца, то есть микрозернистый кварц в ряде случаев начинал кристаллизоваться до окончания роста кристаллов мелкозернистого кварца. Характерны изменение зернистости микрозернистого кварца в разных частях жилы и тяготение к нему выделений рудных минералов.

Обсудим приведенные выше наблюдения. Известно, что образование эпитермального оруденения происходит в близповерхностных условиях (на глубинах до 1-2 км от поверхности) при температуре до 300°С [2]; это оруденение обычно приурочено к малоглубинным частям высокотемпературных гидротермальных систем, которые обычно развиваются в вулканических дугах [12]. Условия минералообразования на эпитермальных месторождениях сходны с наблюдаемыми в современных геотермальных областях. Воды, циркулирующие при образовании эпитермального оруденения, являются преимущественно метеорными, хотя имеется также приток магматических флюидов. В большинстве случаев эти воды на глубине близки к насыщению кремнеземом до состояния равновесия с кварцем [9]; из растворенных газов они содержат преимущественно CO_2. Обычной особенностью эпитермальной обстановки является кипение флюида в центральной поднимающейся колонне, обусловленное падением давления при переходе флюида на малые глубины. Отложение минералов происходит в условиях резких градиентов давления и температуры, нередко связанных с сейсмичностью и гидротермальными извержениями [12]; скорости перемещения растворов при гидротермальных извержениях могут быть достаточно высокими - в современных геотермальных областях они достигают 300 м/с [10].

Исходя из этих общих данных об условиях формирования эпитермального оруденения, процессы, происходящие при образовании рассматриваемой халцедон-кварцевой жилы можно представить, в качестве одного из вариантов, следующим образом.

Заполнение жилы начиналось с образования на стенках жилообразующей трещины призальбандовых кайм гребенчатого кварца. Отложение последнего происходило из поднимающегося насыщенного кремнеземом раствора, температура которого постепенно понижалась. Снижение температуры растворов в эпитермальной обстановке обычно связывают с кондуктивной потерей тепла при циркуляции флюида и с кипением растворов [9] (данные о кипении и охлаждении растворов при образовании подобного гребенчатого кварца приводятся, например, в статье [2]).

После образования призальбандовых кайм гребенчатого кварца, в оставшейся части жильной полости происходило выделение пластинчатого кальцита (впоследствии замещаемого кварцем) и халцедона.

Отложение халцедона требует большего пересыщения растворов кремнеземом, чем кристаллизация кварца [9]. По [7], к высокому пересыщению растворов кремнеземом в эпитермальной обстановке нередко приводит быстрый приток наиболее глубинных растворов, которые в силу достаточно высоких исходных температур оказались сильно насыщенными кремнеземом. Более ранние растворы, из которых на стенках жилы кристаллизовался гребенчатый кварц, были, по-видимому, слабее насыщены кремнеземом. Это могло быть результатом более медленного поступления этих растворов (при медленном подъеме растворы в результате взаимодействия с вмещающими породами несколько теряют первоначальную насыщенность кремнеземом) или же следствием поступления растворов с меньших глубин (где температуры ниже и растворы слабее насыщаются кремнеземом). Кроме того, колебания степени насыщения растворов кремнеземом могут быть связаны с изменением интенсивности кипения [11], а также, вероятно, и с другими причинами.

Выделение пластинчатого кальцита, предшествующее отложению халцедона, указывает на присутствие в кипящих гидротермальных флюидах углекислоты [12]. Кальцит выделяется в результате потери CO_2 при кипении в изотермических условиях. При

последующем охлаждении кипящего раствора происходит пересыщение раствора кремнеземом и кальцит замещается кварцем [8].

После выделения халцедона отложение слабо замутненных флюидными включениями мелкозернистого и микрозернистого кварца, а также образование не замутненных флюидными включениями головок кристаллов призальбандового гребенчатого кварца и отдельных идиоморфных кристаллов чистого незамутненного кварца, происходило, по-видимому, в относительно спокойных условиях, при отсутствии значительных перемещений растворов.

Литература

1. *Барсанов Г.П., Яковлева М.Е.* Минералогия поделочных и полудрагоценных разновидностей тонкозернистого кремнезема. М.: Наука, 1984. 144 с.
2. *Боровиков А.А., Лапухов А.С., Борисенко А.С., Сереткин Ю.В.* Физико-химические условия формирования эпитермального Асачинского Au-Ag месторождения (Южная Камчатка) // Геол. и геоф. 2009. Т. 50. № 8. С. 897-909.
3. *Бортников Н.С.* Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геол. рудн. месторожд. 2006. № 1. С. 3-28.
4. *Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бортников Н.С., Аникина Е.Ю.* Типы серебряного оруденения Верхояно-Колымских мезозоид // Тихоокеан. геол. 2003. № 6. С. 113-126.
5. *Суставов О.А.* Серебряная минерализация и некоторые особенности жильного кварца (Тарынский субвулканический массив, Восточная Якутия) // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1990. №1. С. 66-71.
6. *Суставов О.А.* Структуры кристаллизации кварца в жильных полостях. // Урал. минерал. школа-2005. Екатеринбург: УГГУ, 2005. 93 с.
7. *Cline J.S., Robert J., Bodnar J., Rimstidt D.* Numerical simulation of fluid flow and silica transport and deposition in boiling hydrothermal solutions: Application to epithermal gold deposits // Jour. Geophys. Res. 1992. Vol. 9. № B6. P. 9085–9103.
8. *Eton J., Izawa E., Watanabe K., Taguchi S., Sekine R.* Bladed quartz and its relationship to gold mineralization in the Hishikari low-sulfidation epithermal gold deposit, Japan // Econ. Geol. 2002. Vol. 97. P. 1841–1851.
9. *Fournier R.O.* Silica minerals as indicators of conditions during gold deposition // U S Geol. Surv. Bull. 1985. № 1646. P. 15-26.
10. *Hedenquist J.W., Henley R.W.* Hydrothermal eruptions in the Woitapu geothermal system, New Zealand: Their origin, associated breccias, and relation to precious metal mineralization // Econ. Geol. 1985. Vol. 80. № 6. P. 1640-1668.
11. *Moncada, D., Mutchlera S., Nieto A. e.a.* Mineral textures and fluid inclusion petrography of the epithermal Ag–Au deposits at Guanajuato, Mexico: Application to exploration // Jour. Geochem. Explor. 2012. Vol. 114. P. 20–35.
12. *Simmons S.F., White N.C., John D.A.* Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits // Econ. Geol. 2005. Vol. 100. P. 485-522.

К МИНЕРАЛОГИИ МОНАЦИТА В ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТАХ СВЕТЛИНСКОГО ПЕГМАТИТОВОГО ПОЛЯ

Суставов С.Г.[1], Огородников В.Н.[1, 2], Шагалов Е.С.[1, 2], Ханин Д.А.[3]
[1]Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург
E-mail: Sustavov.S@ursmu.ru
[2] Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург
[3]Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, г. Москва

Первая находка монацита в 1826 году на Южном Урале в Ильменских горах принадлежит И.Н. Менге. Первое описание минерала без определения состава было сделано И.А. Брейтгауптом в 1929 году. Примечательно, что в чистом виде окись церия, входящая в состав минерала, была выделена только в 1839 году. Поэтому полное описание минерала выполнил Густав Розе 1842 году [2].

Монацит в Кочкарском округе на р. Санарке был обнаружен в виде красновато-бурых таблицеобразных кристаллов Н.И. Кокшаровым в 1858 году среди галек, сопровождавших эвклаз. В шлихах из пегматитов Борисовского массива гранитоидов встречается значительное количество монацита и изредка ксенотим [3, 4].

Светлинское пегматитовое поле находится в западном экзоконтакте Борисовского массива гранитоидов, и размещено на западном крыле Кочкарского мегаантиклинория. Пегматитовые жилы залегают в верхней части Еремкинской метаморфической толщи. Породы толщи сложены кристаллическими сланцами биотит-кварцевого, ставролит-биотит-кварцевого, ставролит-мусковит-кварцевого, гранат-биотит-кварцевого, кварц-биотит-плагиоклазового состава с прослоями мраморов и существенно плагиоклаз-амфиболовых пород [5].

При удалении от Борисовского массива пегматитовые тела постепенно сменяются высокотемпературными кварцевыми жилами. Продуктивные пегматитовые жилы пространственно приурочены к плащеобразным телам лейкократовых гранитов. В их строении наблюдаются следующие типовые зоны: аплитовая, графическая, блоковая, альбитовая оторочка вокруг кварцевого ядра и друзовые полости под кварцевым ядром [11].

Материалом для исследования послужила шлиховая проба, отобранная из россыпи Светлинского месторождения. Совместно с монацитом в шлихе установлены танталит-колумбиты, магнетит, ильменит, гематит, монацит, касситерит, микролит, золото, пухерит, клинобисванит, ставролит, спессартин, альмандин, бисмутит, циркон. В виде единичных зерен и кристаллов встречены ксенотим, ганит, бледно-розовая шпинель, шеелит, рутил, пирит и халькопирит. Широко распространенные в шлихе минералы группы колумбита рассмотрены в более ранней работе [10]. Обращает на себя обилие в шлихе кристаллов монацита, разнообразных по размерам, цвету и морфологии и присутствие, вместе с тем, окатанных зерен монацита.

Интересным является тот факт, что кристаллы монацита заметно варьируют по размеру. Они встречаются во фракции -1,0+0,5 мм и -0,5+0,25 мм. В более крупной фракции кристаллы имеют бледно-розовую окраску, нередко прозрачны и представлены обломками. Можно предполагать, что их размеры были крупнее одного миллиметра. В целом их количество не очень велико. Во фракции менее полумиллиметра кристаллы монацита имеют зеленовато-желтую окраску. Они в разной степени прозрачны от водяно-прозрачных до полупрозрачных. Во фракции они являются вторыми по распространенности после минералов группы колумбита. Бледно-розовые кристаллы в этой фракции встречаются достаточно редко, как и зеленовато-желтые не встречаются в более крупной фракции.

В огранении зеленовато-желтых кристаллов присутствуют следующие простые формы: пинакоиды: *a* {100}, *b* {010}, *w* {101}, *x* {$\bar{1}$01}; ромбические призмы *m* {110}, *e*

{011}, *v* {$\bar{1}$11}. Большое количество кристаллов позволило разделить их условно на четыре морфологических типа в зависимости от развития тех или иных простых форм.

Первый тип кристаллов имеет таблитчатый или уплощенно-призматический облик, когда кристаллы вытянуты по оси *b*. Уплощение обычное для кристаллов монацита в плоскости первого пинакоида *a* {100}, грани которого доминируют на кристалле (Рис. 1а). Это обычный тип кристаллов монацита, приводимый в большинстве учебников. В шлихе имеет преимущественное развитие.

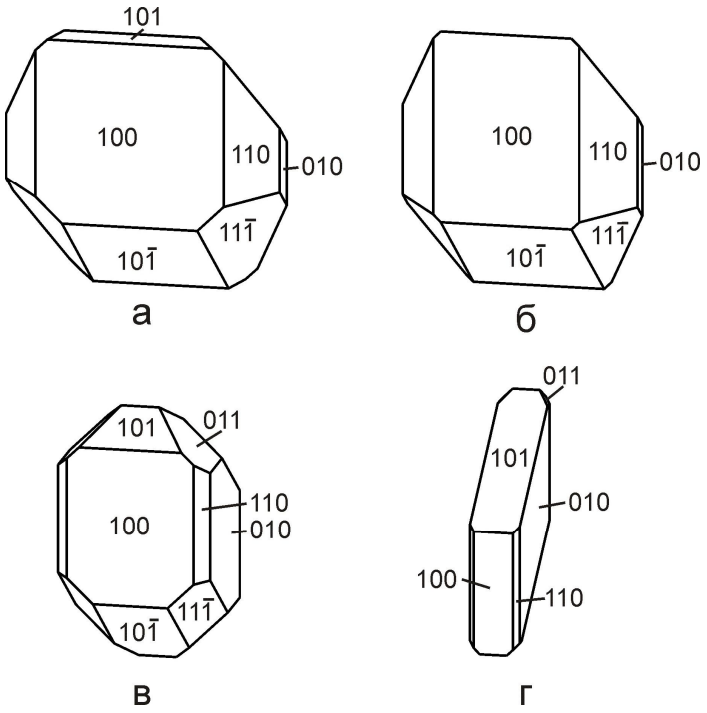


Рис. 1. Типы кристаллов монацита: а – уплощенно-призматический; б – уплощенно-призматический, вытянутый по оси *c*; в – призматический; г – брусковидный.

В кристаллах второго типа, близких по форме к кристаллам первого типа, исчезают грани пинакоида *w* {101}. В кристаллах сохраняется уплощение в плоскости первого пинакоида. Они имеют уплощенно-призматический облик, но приобретают удлинение не по оси *b*, а по оси *c* (рис. 1б). Преимущественным развитием на кристаллах пользуются грани пинакоидов *a* {100}, *x* {$\bar{1}$01} и грани ромбической призмы *m* {110}. Среди остальных кристаллов они встречаются эпизодически.

Кристаллы третьего типа характеризуются призматическим обликом с некоторым уплощением (Рис. 1в). Последнее, как и у первых двух типов кристаллов, происходит в плоскости первого пинакоида *a* {100}. Более сильное развитие граней пинакоида *b* {010}, чем у предыдущих типов придает кристаллам объемность. Одинаковая площадь граней ромбических призм *e* {011} и *v* {$\bar{1}$11} делает облик псевдодипирамидальным. Развитие кристаллов данного типа также незначительно в общей массе.

Брусковидная форма кристаллов четвертого типа очень резко отличает их от первых трех типов (Рис. 1г). Подобный облик кристалла обусловлен преимущественным развитием граней трех пинакоидов *b* {010}, *w* {101} и *a* {100}. Уплощение кристаллов этого типа происходит в плоскости пинакоида *b* {010}, что придает бруску форму параллелограмма. Грани остальных форм лишь слегка притупляют ребра или вершины кристалла.

В прозрачных кристаллах первого и второго типа нередко наблюдаются механические включения других минералов. Они представлены сростками игольчатых бесцветных кристалликов, короткопризматическими одиночными кристалликами темно-серого цвета и темно-красными пленками железистых плохо структурированных оксидов или гидро-

ксидов, находящихся в трещинах (рис. 2). Иногда в них встречаются черные игольчатые кристаллы минерала группы колумбита. Размер игольчатых кристалликов в длину составляет 0,03-0,07 мм, при толщине 0,002 мм. Наряду с этим в некоторых кристаллах монацита наблюдаются округлые газово-жидкие включения, размер которых достигает 0,014×0,007 мм. В бледно-розовых кристаллах включений других минералов не наблюдалось.

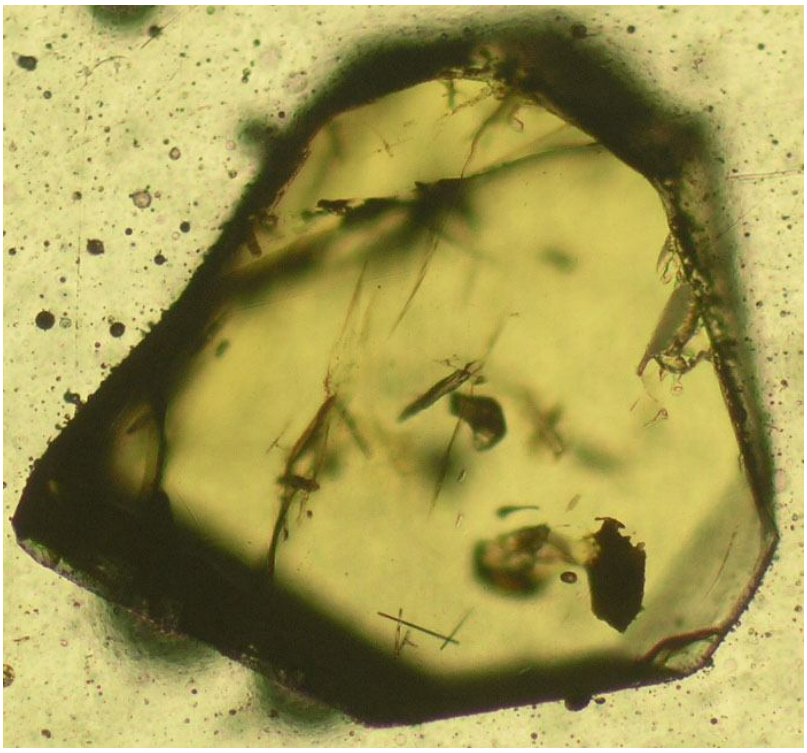


Рис. 2. Включения в зеленовато-желтых кристаллах монацита.

Изучение химического состава монацита было проведено на кафедре минералогии МГУ на электронно-зондовом микроанализаторе Camebax SX 50, при ускоряющем напряжении 20кВ и токе накала 30 нА (аналитик Ханин Д. А.). Результаты приведены в таблице 1.

Анализируя состав монацита можно сделать следующие выводы. Состав зеленовато-желтых и бледно-розовых кристаллов резко различен. В первых, несмотря на общее преобладания церия в составе, при пересчете на кристаллохимическую формулу оказывается, что в некоторых анализах количество чералитовой молекулы превышает количество молекулы монацита-(Ce). В бледно-розовых кристаллах содержание чералитовой молекулы составляет первые проценты. Химический состав первых кристаллов более разнообразен, суммарное содержание церия, лантана и неодима в формульных единицах составляет 0,49-0,70, в то время как в бледно-розовых она составляет 0,83-0,94. В зеленовато-желтых кристаллах содержания Y_2O_3 всегда выше 2,47 мас. % и достигает 3,55 мас. %, в то время как в бледно-розовых оно только в некоторых случаях превышает 1,02%. Содержание UO_2 в первых кристаллах всегда значимо и варьирует от 0,72 до 2,35 мас. %, во вторых оно находится ниже чувствительности анализа. Все указанные особенности показывают не только различие в окраске, но и достаточно отчетливое различия в составе. Высокие содержания ThO_2, UO_2, Y_2O_3 и тяжелых редкоземельных элементов характерны для пегматитов, имеющих литиевую специализацию [9].

Сопоставляя составы монацита Светлинского пегматитового поля с составами монацита керамических пегматитов Адуйского массива и поздними гранитными пегматитами Ильменских гор, можно говорить о их резком несоответствии [6, 7]. Различия проявляются как в высоком содержании кальция и иттрия в зеленовато-желтом монаците, так и

в значительно более высоком содержании церия и лантана в бледно-розовом. Отмечается некоторое сходство составов зеленовато-желтых кристаллов с монацитом-2 светло-розовых кристаллов с монацитом-3, полученных при изучении монацитовых концетратов ОГУ «УРАЛМОНАЦИТ» [8]. Необходимо отметить, что внешний вид монацитов при этом достаточно резко различается.

Изучение колебания содержания отдельных элементов в пределах одного кристалла показывает, что основная масса элементов-примесей испытывает колебания в пределах одного процента, а иногда одной двух десятых процента. Колебания в несколько процентов испытывают только основные элементы, такие как церий, лантан, торий, да и то не во всех кристаллах. Последнее может быть обусловлено тем, что уровень среза кристалла в полировке захватывает только краевую часть и не проходит через центр. Подобное распределение элементов внутри кристалла показывает, что состав растворов при росте кристаллов существенно менялся.

Количественное определение редких, рассеянных и редкоземельных элементов в минералах группы колумбита было проведено методом ICP-MS на масс-спектрометре ELAN-9000 в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН. Результаты приведены в таблице 2. В связи с внешним сходством зерен бледно-розового монацита с зернами танталита-(Mn), которые при отсутствии ограненных кристаллов очень похожи, возможно, что повышенные содержания в нем марганца, тантала и ниобия связаны с механической примесью единичных зерен этого минерала.

Количество микроэлементов в этих двух монацитах резко различается. Бледно-розовый монацит по сравнению с зеленовато-желтым богаче такими литофильными элементами, как титан (701,85/494,32), марганец (1018,37/173,02), ниобий (313,66/12,21), тантал (6380,34/184,34). В них также больше таких халькофильных элементов, как цинк (74,40/37,69), галлий (517,14/320,77), германий (99,02/74,07). Напротив, в зеленовато-желтом монаците присутствует больше иттрия (6635,69/1448,28), циркония (175,25/48,48), олова (451,34/6,12), бария (27,15/14,94), гафния (68,88/17,71) и урана (12125,38/965,17), а среди халькофиллов он более богат свинцом (1585,58/772/14) и висмутом (110,11/12,95).

Кривые распределения редкоземельных элементов в монацитах, нормированных на хондрит, приведены на рисунке 3. При общем совпадении вида кривых распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) для бледно-розового и зеленовато-желтого монацитов, у них имеются некоторые различия. В бледно-розовом монаците менее явно выражен европиевый максимум и количество тяжелых редких земель значительно меньше, чем в зеленовато-желтом. Подобное различие в кривых распределения свидетельствует, по-видимому, о том, что источник поступления вещества был единым, но в процессе образования монацита происходило перераспределение концентрации рудных элементов. Существующие различия свидетельствуют о том, что зеленовато-желтые и бледно-розовые кристаллы монацита образовались в разное время и из растворов разного состава. В первых происходит относительное накопление тяжелых РЗЭ, во вторых их вынос, при общем преобладании элементов цериевой группы.

Форма аналогичных кривых по камерным и бескамерным пегматитам Адуйского гранитного массива в сопоставлении с изученными кристаллами показывают их сходство с монацитом жилы Южная [1, 6]. Наиболее близки форма кривой распределения РЗЭ монацита этой жилы и зеленовато-желтых кристаллов. Интересным является тот факт, что при высоком содержании радиоактивных элементов: ThO_2 от 9,46 до 17,37, среднее из восьми определений 12,73 мас. % в зеленовато-желтом монаците и от 1,02 до 7,43, среднее 3,12 мас.% в бледно-розовом монаците; UO_2 от 0,72 до 2,35, среднее 1,25 мас.% для первых и отсутствие во вторых.

При этом оба они сохраняют свою кристаллическую структуру. В то время как в цирконе содержание окиси урана немногим более одного процента приводит к его аморфизации в результате раоактивного распада. Это может быть использовано при захоронении радиоактивных отходов.

Таблица 1.Химический состав и кристаллохимические формулы кристаллов монацита.

Элемент	1-2	1-3	1-4	1-5	2-9	2-11	2-12	2-16	3-17	3-21	3-22	3-23	4-26	4-28	4-29	4-32
CaO	3,326	3,742	3,797	3,545	1,980	2,022	2,000	1,973	0,119	0,389	0,270	0,537	0,211	0,286	0,205	0,174
Ce_2O_3	20,174	18,783	19,810	21,334	26,348	26,179	26,845	26,601	35,287	34,156	34,536	31,400	35,645	35,562	35,671	36,639
La_2O_3	7,310	6,774	7,963	8,483	10,979	10,936	11,826	11,2	15,453	14,818	14,943	13,428	15,523	15,842	15,506	17,38
Nd_2O_3	8,185	7,741	7,153	7,916	8,796	9,011	8,794	9,4	10,525	10,537	10,710	9,849	10,054	9,788	10,081	9,276
Sm_2O_3	4,523	4,568	3,686	3,782	3,344	3,360	3,171	3,289	2,614	2,633	2,852	2,764	2,743	2,839	2,945	2,708
Gd_2O_3	4,505	4,284	3,901	3,792	3,923	3,792	3,541	3,72	3,419	3,363	3,289	3,198	3,389	3,319	3,318	3,312
Y_2O_3	3,546	3,483	2,647	2,569	2,620	2,655	2,466	2,534	0,533	1,302	1,017	1,590	0,320	0,413	0,435	0,152
ThO_2	13,960	16,785	17,366	15,910	9,144	9,566	9,460	9,66	2,627	3,069	1,017	7,430	3,814	2,580	2,954	1,489
SiO_2	0,230	0,413	0,465	0,258	0,175	0,249	0,227	0,271	0,181	0,223	0,111	1,050	0,341	0,130	0,115	0,000
P_2O_5	28,971	28,707	28,342	28,005	28,033	28,129	28,942	30,583	27,243	28,020	27,750	26,799	27,368	28,416	27,269	29,181
UO_2	2,354	1,573	1,466	1,490	0,721	0,827	0,792	0,824	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Сумма	97,085	96,852	96,594	97,083	96,063	96,725	98,063	100,055	98,001	98,511	96,493	98,045	99,408	99,175	98,497	100,311
$(Ce_{0,30},Ca_{0,14},Th_{0,13},La_{0,11},Nd_{0,12},Y_{0,08},Gd_{0,06},Sm_{0,06},U_{0,02})_{1,04}(P_{0,98},Si_{0,01})_{0,99}O_4$									$(Ce_{0,54},La_{0,24},Nd_{0,16},Gd_{0,05},Sm_{0,04},Ca_{0,01},Th_{0,02},Y_{0,01})_{1,07}(P_{0,96},Si_{0,01})_{0,97}O_4$							
$(Ce_{0,28},Ca_{0,16},Th_{0,15},La_{0,10},Nd_{0,11},Y_{0,07},Gd_{0,06},Sm_{0,06},U_{0,01})_{1,00}(P_{0,98},Si_{0,02})_{1,00}O_4$									$(Ce_{0,51},La_{0,22},Nd_{0,15},Gd_{0,05},Sm_{0,04},Ca_{0,02},Th_{0,03},Y_{0,03})_{1,04}(P_{0,97},Si_{0,01})_{0,98}O_4$							
$(Ce_{0,29},Ca_{0,17},Th_{0,16},La_{0,12},Nd_{0,10},Y_{0,06},Gd_{0,05},Sm_{0,05},U_{0,01})_{1,01}(P_{0,97},Si_{0,02})_{0,99}O_4$									$(Ce_{0,52},La_{0,23},Nd_{0,16},Gd_{0,05},Sm_{0,04},Ca_{0,01},Th_{0,01},Y_{0,02})_{1,04}(P_{0,97},Si_{0,01})_{0,98}O_4$							
$(Ce_{0,32},Ca_{0,16},Th_{0,15},La_{0,13},Nd_{0,12},Y_{0,06},Gd_{0,05},Sm_{0,05},U_{0,01})_{1,05}(P_{0,97},Si_{0,01})_{0,98}O_4$									$(Ce_{0,47},La_{0,20},Nd_{0,15},Gd_{0,04},Sm_{0,04},Ca_{0,02},Th_{0,07},Y_{0,03})_{1,04}(P_{0,94},Si_{0,04})_{0,98}O_4$							
$(Ce_{0,40},La_{0,17},Nd_{0,13},Ca_{0,09},Th_{0,09},Y_{0,06},Gd_{0,05},Sm_{0,05},U_{0,01})_{1,05}(P_{0,98},Si_{0,01})_{0,99}O_4$									$(Ce_{0,54},La_{0,24},Nd_{0,15},Gd_{0,05},Sm_{0,04},Ca_{0,01},Th_{0,04},Y_{0,02})_{1,09}(P_{0,95},Si_{0,01})_{0,96}O_4$							
$(Ce_{0,39},La_{0,16},Nd_{0,13},Ca_{0,09},Th_{0,09},Y_{0,06},Gd_{0,05},Sm_{0,05},U_{0,01})_{1,03}(P_{0,97},Si_{0,01})_{0,98}O_4$									$(Ce_{0,53},La_{0,24},Nd_{0,14},Gd_{0,04},Sm_{0,04},Ca_{0,01},Th_{0,03},Y_{0,01})_{1,04}(P_{0,97},Si_{0,01})_{0,98}O_4$							
$(Ce_{0,39},La_{0,18},Nd_{0,13},Ca_{0,09},Th_{0,09},Y_{0,05},Gd_{0,05},Sm_{0,04},U_{0,01})_{1,03}(P_{0,98},Si_{0,01})_{0,99}O_4$									$(Ce_{0,54},La_{0,24},Nd_{0,15},Gd_{0,05},Sm_{0,04},Ca_{0,01},Th_{0,03},Y_{0,01})_{1,07}P_{0,96}O_4$							
$(Ce_{0,38},La_{0,16},Nd_{0,13},Ca_{0,08},Th_{0,09},Y_{0,05},Gd_{0,05},Sm_{0,04},U_{0,01})_{0,99}(P_{1,00},Si_{0,01})_{1,01}O_4$									$(Ce_{0,53},La_{0,26},Nd_{0,13},Gd_{0,04},Sm_{0,04},Ca_{0,01},Th_{0,01})_{1,02}P_{0,98}O_4$							

Примечание. 1-2 – первая цифра показывает номер кристалла, вторая – порядковый номер точки анализа. 1,2 – зеленовато-желтые кристаллы, 3,4 – розовые.

Таблица 2. Микроэлементный состав в (в г/т) монацитов Светлинского пегматитового месторождения.

Эл-т	1	2	Эл-т	1	2	Эл-т	1	2
Li	11,21	10,25	**Zr**	48,48	175,25	**Gd**	5430,33	9197,17
Be	0,92	0,58	**Nb**	313,66	12,21	**Tb**	661,09	1076,86
Sc	0,41	0,66	**Mo**	0,79	0,82	**Dy**	1480,93	3629,63
Ti	701,85	494,32	**Ag**	17,95	1,70	**Ho**	127,16	592,51
V	4,44	9,11	**Cd**	0,10	0,00	**Er**	170,39	1010,39
Cr	0,93	0,00	**Sn**	6,12	451,34	**Tm**	13,89	99,49
Mn	1018,37	173,02	**Sb**	0,38	0,34	**Yb**	105,72	586,65
Co	1,37	0,20	**Te**	0,24	0,27	**Lu**	5,56	55,58
Ni	4,45	2,36	**Cs**	1,06	0,38	**Hf**	17,71	68,88
Cu	9,51	2,10	**Ba**	14,94	27,15	**Ta**	6380,34	184,34
Zn	74,40	37,69	**La**	37697,72	33905,18	**W**	7,64	10,34
Ga	517,14	320,77	**Ce**	85820,13	82123,92	**Tl**	0,20	0,03
Ge	99,02	74,07	**Pr**	10421,67	10595,13	**Pb**	772,14	1585,58
Rb	0,77	1,75	**Nd**	34114,87	37257,96	**Bi**	12,95	110,11
Sr	75,35	11,55	**Sm**	8132,02	13056,21	**Th**		
Y	1448,28	6635,69	**Eu**	732,43	96,17	**U**	965,17	12125,38

Примечание: монацит: 1 – бледно-розовый; 2 – зеленовато-желтый.

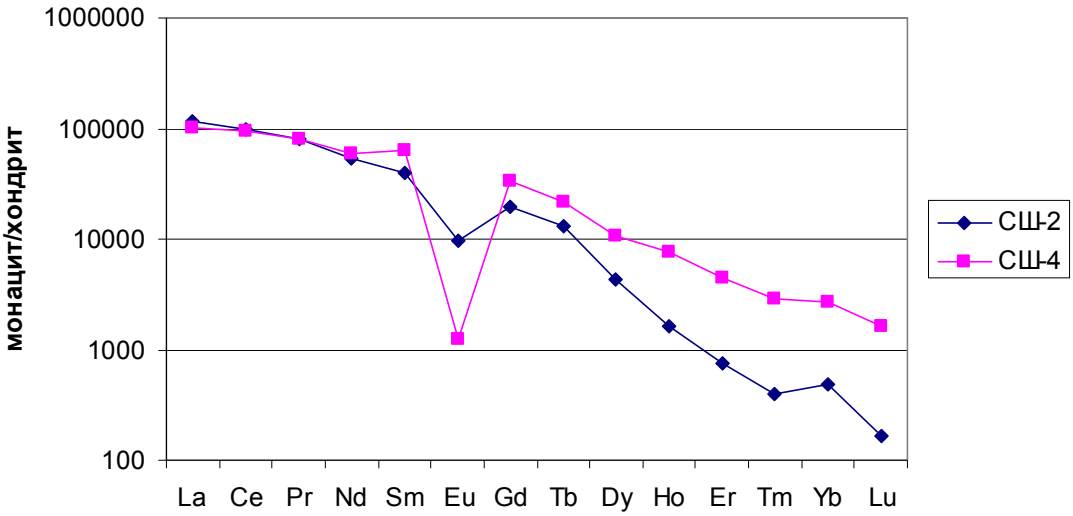


Рис. 3. Распределение РЗЭ в монацитах нормированное на хондрит из пегматитов Светлинского месторождения (СШ-2 – бледно-розовый, СШ-4 – зеленовато-желтый).

Имея дело с рассыпным материалом, авторам сложно судить о времени образования монацита в пегматитовом процессе. Основываясь на данных других исследователей, занимающихся изучением минералогии и геохимии редкоземельных элементов в гранитных пегматитах и предложивших последовательность их образования [12], можно сформулировать некоторые выводы. Монацит выделяется одним из первых редкоземельных минералов в пегматитовом процессе, как на стадии первичной кристаллизации, так и при метасоматических преобразованиях. Второе утверждение в нашем случае является спорным, так как имеются наблюдения ориентированного

нарастания монацита на минералы группы колумбита [10]. Следовательно, в том случае, если пегматиты претерпели метасоматические преобразования, должно присутствовать два разных монацита. Исходя из характера распределения редкоземельных элементов в монаците (рис. 3) можно говорить, что первым при кристаллизации пегматитов образовался бледно-розовый монацит. Состав его более чистый, и в нем практически отсутствуют включения других минералов. Зеленовато-желтый монацит образовался в метасоматическую стадию, о чем свидетельствует его более разнообразный состав и присутствие в нем минералов различных минеральных включений.

Литература

1. *Вахрушева Н.В., Шагалов Е.С., Ерохин Ю.В., Суставов С.Г.* Монацит-*(Ce)* из гранитных пегматитов жилы Южная (Адуйское пегматитовое поле) // Вестник Урал. отд. Минералог. общества, № 3. Екатеринбург: УГГГА, 2004. С. 5–9.
2. *Кобяшев Ю.С., Никандров С.Н.,* Минералы Урала (минеральные виды и разновидности) / Ю.С.Кобяшев, С.Н.Никандров; Ильменский гос. Заповедник. – Екатеринбург: изд-во КВАДРАТ, 2007. 312 с.
3. *Колисниченко С.В., Попов В.А.* «Русская Бразилия» на Южном Урале: минералы долин рек Санарки, Каменки и Кабанки: Энциклопедия уральского камня. – Челябинск: изд-во «Санарка», 2008. С. 371-373.
4. *Львов Б.К.* Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Ю. Урал). Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. 164 с.
5. *Огородников В.Н., Коротеев В.А., Войтеховский Ю.Л., Шипцов В.В., Поленов Ю.А., Нерадовский Ю.Н., Скамницкая Л.С., Бубнова Т.П., Савичев А.Н., Коротеев Д.В.* Кианитовые руды России / В.Н. Огородников и др. Екатеринбург: УрО РАН, 2012. С. 204-219.
6. *Попова В.И., Губин В.А., Муфтахов В.А., Чурин Е.И.* Морфология, состав и парагенезисы монацита-*(Ce)* в пегматитах Адуйского массива // Минералогия Урала-2007 / Матер. V Всеросс. совещ. Миасс-Екатеринбург: УрО РАН, 2007. С. 250–252.
7. *Попова В.И., Хиллер В.В., Ерохин Ю.В, Попов В.А.* Монациты поздних гранитных пегматитов Ильменских гор: химическое датирование возраста зонально-секториальных кристаллов // Новые данные о минералах, № 45. М.: ООО «БРИТАН», 2010. С. 72-78.
8. Репина С.А., Попова В.И., Баженова Л.Ф. Минералогия монацитовых концентратов ОГУ «Уралмонацит» // Уральский минералогический сборник № 15. Научное издание. Миасс – Екатеринбург: УрО РАН, 2008. С. 17-26.
9. *Семенов Е.И.* Оруденение и минерализация редких земель, тория и урана (лантанидов и актинидов). /Е.И.Семенов. – М.: Геос, 2001. 306 с.
10. *Суставов С.Г., Огородников В.Н., Шагалов Е.С., Главатских С.П.* Особенности морфологии и состава минералов группы колумбита Светлинского пегматитового поля // Уральская минералогическая школа-2013. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2013. С. 156-164.
11. *Таланцев А.С.* Камерные пегматиты Урала / А.С. Таланцев. – М.: Наука, 1988. 144 с.
12. *Швей И.В.* Основные вопросы геохимии редкоземельных элементов и иттрия в эндогенных процессах / Геология месторождений редких элементов. Вып. 15. М.: Госгеолтеиздат, 1962. 106 с.

БЛАГОРОДНЫЕ ОПАЛЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РАДУЖНОЕ: ГЕНЕТИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

Тишкина В.Б., Пахомова В.А., Федосеев Д.Г.
Геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, vtishkina@gmail.com

Благородные опалы исследуются особенно интенсивно в последние годы в связи с бурным прогрессом микроэлектроники и информационных технологий, где они нашли предметное применение, а также благодаря интенсивному развитию аналитических методов и появлению возможностей исследования геохимии процессов, приводящих к образованию опалов.

Существующие на современном уровне геологических знаний взгляды на происхождение благородных опалов основаны, главным образом, на изучении наиболее продуктивных австралийских месторождений опала в древних корах выветривания. В то же время многие аспекты образования опалов в эффузивах остаются невыясненными, а физико-химические параметры среды образования той или иной разновидности – неизученными.

Нами детально исследованы благородные опалы месторождения Радужное и вмещающие опаловую минерализацию породы - как свежие, так и подвергшиеся пропиллитизации. Анализ полученных результатов проведен с учетом данных, полученных ранее [2, 6].

Месторождение Радужное, находится на севере Приморского края, в пределах Западно-Сихотэ-Алинской вулканической зоны. Наиболее полные сведения о районе месторождения представлены в отчетах начала 90-х годов, а также в современных публикациях В.В. Голозубова, А.И. Ханчука, В.П. Симаненко, Ю.А. Мартынова и др. Согласно современным представлениям [7, 5, 1], месторождение Радужное входит в состав Алчанского агатоносного района. Границы района определяются площадью развития вулканитов андезито-базальтовой формации маастрихтского возраста, с которыми пространственно и генетически связана опал-агатовая минерализация. Происхождение Алчанского бассейна рассматривается с учетом важной роли перемещений вдоль ограничивающих бассейн Алчанского и Арсеньевского разломов, которые привели к образованию структуры типа пул-апарт. В пределах бассейна намечаются два линейных вулканических грабена, Змеино-Столбовской и Губеровский, которые являются структурами растяжения.

Площадь месторождения занимает среднюю часть агатоносного района (рис. 1), в пределах которой широко развиты позднемеловые вулканиты, значительно менее распространены осадочные породы триаса и мела, а также четвертичные отложения.

Основные вмещающие опаловую минерализацию породы северянской свиты представляют собой брекчиевидные роговообманковые и плагиоклаз-роговообманковые андезиты.

Сравнение в различной степени измененных образцов позволило проследить последовательность метасоматических изменений от свежих андезитов за пределами распространения опаловой минерализации до непосредственно контактирующих с опалом.

На удалении от прожилков обнаружены результаты влияния на минералы первичных пород процессов пропилитизации, выраженные в частичном разложении роговой обманки и образовании минералов, характерных для пропилитов. По мере приближения к прожилкам опала степень изменений возрастает. Появляются такие минералы, как: глауконит, кальцит, кристобалит, хлорит и опал.

Зона пропилитов приурочена к линейным протяженным зонам, наследующим магмовыводящие разломы и трещинам отрыва, оперяющим разломы северо-западного и субмеридианального простираний. Вулканогенная (глубинная) деятельность является важнейшим геологическим фактором и энергетическим источником для формирования метасоматитов. Зоны метасоматитов, благоприятные для отложения опала, имеют устойчивую минеральную ассоциацию: монтмориллонит, каолинит, глауконит, гидрослюда, опал, халцедон, ± цеолиты, карбонаты, хлорит [6].



Рис. 1. Геологическая карта-схема района месторождения Радужное (Составил Высочин В.И., с дополнениями Рязанцевой М.Д.) 1 - аллювиальные современные и четвертичные отложения; Вулканиты северянской свиты: 2 - а-лавы, б-экструзии андезитов; 3 - а-лавы, б-экструзии андезито-дацитов;4 - лавы базальтов и андезибазальтов; 5 - туфы среднего состава; 6 - дайки и экструзии дацит-порфиров; 7 - пропилиты; 8 - благородный опал; 9 - разломы: а-достоверные, б-предполагаемые.

На месторождении обнаружены обыкновенный и благородный опалы, гидрофан, халцедоны и агаты. В рамках данного исследования наибольший интерес представляют опалы.

Формы выделения благородного опала: желваки размером от 5 до 30 мм в плотных гидрослюдисто-монтмориллонитовых агрегатах; гнезда от первых мм до 45 мм, иногда имеющее зонально-концентрического строение; прерывистые прожилки мощностью до 8 мм и пленки в матричной породе; прослои или опалесцирующие области без четких границ в обыкновенном опале. Распределение в промышленных телах крайне неравномерное, часто благородный опал встречается в ассоциации с обыкновенным опалом, халцедоном, агатом. Обыкновенные опалы встречаются в виде тонких прожилков прозрачных яркоокрашенных разностей размером 15×10×5 мм; в виде гнезд в андезитах, измененных в раз-

личной степени; натечных форм, часто в ассоциации с халцедоном, размером обычно 25×50×15 мм.

Изучение строения и состава прожилков позволяет выявить факторы, влияющие на эффективность отложения опала на месторождении Радужное. Выделены признаки двух способов заполнения пространства жил: 1) в виде существенно кремниевого флюида (жилы выполнения: резкие прямолинейные и угловатые контуры жил, соответствие изгибов контуров противоположных зальбандов; характер приуроченности опаловых прожилков к системе взаимопересекающихся трещин, который позволяет говорить об одновременном развитии системы, а так же более поздние прожилки такого же состава, свидетельствующие о пульсационном режиме развития опаловых прожилков; наличие в прожилках угловатых обломков вмещающих эффузивов, взвешенных в массе кремнезема, отсутствие выраженной зональности и признаков последовательного отложения кремневого вещества на стенках прожилков) и 2) метасоматическим способом (жилы и зоны замещения: мелко- и микрозубчатые контакты, с многочисленными выступами основной массы и корродированных граней кристаллов пироксенов, сульфидов, плагиоклазов в зальбанды жил опала, которые наблюдаются в шлифах, при общем прямолинейном характере прожилков; соответствие характера минеральных микровключений в опаловых прожилках и вмещающих андезитах: если прожилки находятся в участках метасоматически измененных андезитов с повышенным содержанием сульфидов и рудных минералов, их содержание в самих прожилках также возрастает; наличие темноцветных минералов (пироксенов) не только в оторочках жил и прожилков, но и в самих жилках; концентрически-зональное строение опалов некоторых миндалин и участков прожилков).

Существует несколько классификаций опала, при обсуждении которых могут возникнуть разночтения, поэтому остановимся на них подробнее. Первая (основная) классификация разделяет опалы на «благородные» (разности, обладающие опалесценцией) и обыкновенные (в которых отсутствует этот оптический эффект). Опалесценция (или игра цветов) обусловлена разложением света на дифракционной решетке, образованной глобулами кремнезема диаметром от 150 до 300 нм [12]. В обыкновенном опале эта структура отсутствует.

На месторождении Радужное присутствуют обе эти основные разновидности с широким спектром окрасок обыкновенного опала и фоновой окраски благородного опала. По классификации Смолвуда [8], на месторождении Радужное большинство благородных опалов можно отнести по тону к №№ 4-9; степень прозрачности различна, большая часть исследованных образцов имеет не менее трех цветов игры. Большинство благородных опалов на месторождении, вне зависимости от игры цветов, светлоокрашенные, просвечивающие, молочные, голубовато-зеленые. Кроме того, встречаются прозрачные образцы ярко-желтого и ярко-оранжевого цветов, так же, как и практически непрозрачные темно-серые и темно-коричневые. Что касается обыкновенного опала, необходимо отметить присутствие на месторождении практически всех известных из опубликованных данных цветовых разновидностей, кроме черного (смоляного). Следующая классификация базируется на определении степени кристалличности опала [11]. Выделяют три группы: А-опалы – полностью аморфные, к ним относятся большинство благородных опалов; КТ-опалы – содержащие кристобалит и тридимит; С-опалы – с преобладанием кристобалита. Большинство изученных опалов месторождения Радужное относятся к А - и КТ-опалам, причем даже разности с сильной опалесценцией могут относиться к группе КТ-опалов, что, вероятно, объясняется меньшей, по сравнению с образцами из месторождений в корах выветривания упорядоченностью и равномерностью структуры (таблица). По химическому составу опалы представляют собой водосодержащий кремнезем. Количество воды колеблется в опалах разных месторождений от 1 до 28%. В опалах месторождения Радужное интервал колебаний достаточно узкий, в пределах от 1.16 до 5.42 мас.%. Основные элементы-примеси в опалах: Al, Ca, Fe, K, Na и Mg; в опалах коры выветривания серпен-

Физические свойства опалов месторождения "Радужное"

№ п.п.	№ пробы	Описание образца			Плотность г/см^3	Показатель преломления	Люминисценция (365 нм)	Строение		Основные примеси элементов, содержание >10^{-2} мас.%
		Цвет	Степень прозрачности	Разновидность				аморфное	кристаллическое	
1.	ИКР-1	Белый	Фарфоровидный	Пористый обыкновенный опал	1.85-1.87	1.430-1.487	-	+	-	Fe, Ti, Na, K, Ca, Al
2.	ИКР-2	Белый, желтоватый,	Просвечивает в тонких сколах	Обыкновенный опал	2.01	1.431-1.447	голубой	+	-	Fe, Na, K, Mg, Ca, Al, Zr, Sn
3.	ИКР-3	Желтовато – зеленый	Просвечивает	Обыкновенный опал	2.03-2.07	1.421-1.430	-	-	Тридимит + кристобалит	Fe, Ti, Na, K, Mg, Ca, Al, Zr, Sn
4.	ИКР-4	Зеленый	Просвечивает	Обыкновенный опал, хрупкий	2.00-2.02	1.400-1.420	-	-	Тридимит + кристобалит	не определялись
5.	ИКР-5	Светлый розово-оранжевый	Просвечивает в тонких сколах	Обыкновенный опал, пористый	2.02-2.03	1.395-1.426	-	+	Тридимит	Fe, Mn, Ti, Na, K, Mg, Ca, Al, Sr, Zr, Sn
6.	ИКР-5/2	Молочный, розоватый	Просвечивает в тонких сколах	Обыкновенный опал, пористый, хрупкий	2.01-2.03	1.434-1.447	-	+	-	Fe, Mn, Ti, Na, K, Ca, Al, Sr, Zr, Sn
7.	ИКР-6	Светлый желтый, неравномерный	Просвечивает в тонких сколах	Обыкновенный опал	2.02-2.04	1.410-1.430	-	+	Тридимит	не определялись
8.	ИКР-7	Желто – оранжевый	Прозрачный	Благородный опал	2.04-2.06	1.425-1.432	зеленый	-	Тридимит + кристобалит	Fe, Ti, K
9.	ИКР-7/1	Желто – оранжевый	Прозрачный	Благородный опал, трещиноватый	2.05-2.07	1.420-1.437	зеленый	-	Тридимит	Fe, Ti, K, Ca
10.	ИКР-8	Белый, желтоватый,	Просвечивает в тонких сколах	Благородный опал	2.02	1.433-1.446	-	+	Тридимит	не определялись
11.	ИКР-9	Полосчатый, от бесцветного до желтого	Просвечивает	Благородный опал, трещиноватый	2.03-2.06	1.427-1.435	-	-	Тридимит	не определялись
12.	ИКР-13	Зеленый с голубоватым оттенком	Неоднородный, от прозрачного до просвечивающего	Благородный опал	2.04-2.06	1.425-1.436	-	н.о.	н.о.	Fe, Ti, Na, K, Mg, Al, Sr
13.	ИКР-13а	Зеленый с голубоватым оттенком	Просвечивает	Благородный опал, трещиноватый	2.00-2.04	1.421-1.430	-	н.о.	н.о.	не определялись
14.	ИХ-14	Бежевый до коричневого	Просвечивает в тонких сколах	Обыкновенный опал	2.02-2.04	1.410-1.430	-	н.о.	н.о.	Fe, Ti, Na, K, Mg, Ca, Al, Zn, Zr
15.	ИХ-15	Темно-коричневый до черного	Просвечивает в тонких сколах	Обыкновенный опал	2.04-2.07	1.410-1.430	-	н.о.	н.о.	Fe, Mn, Ti, Na, K, Mg, Ca, Al, Zn, Zr
16.	ИХ-16	Красно-оранжевый	Прозрачный	Обыкновенный опал	2.00	1.425-1.435	-	н.о.	н.о.	Fe, Mn, Ti, Na, K, Mg, Ca, Al

тинов дополнительно содержатся примеси Cr, Ni, Co, Mn. В некоторых опалах установлены примеси Zn и Ti, не превышающие 0.1%.

По химическому составу опалы месторождения Радужное сопоставимы с благородными опалами зарубежных месторождений [10]. Однако, в изучаемых опалах отмечены повышенные содержания таких элементов, как V (до $8.5 \cdot 10^{-3}$ мас.%), Rb (до $2.24 \cdot 10^{-3}$ мас.%), Sr (до $4.09 \cdot 10^{-2}$ мас.%), Zr (до $9.73 \cdot 10^{-2}$ мас.%), Mg (до 1.42 мас.% MgO).

Люминесценция в опалах - явление не слишком частое и, по мнению большинства исследователей, вызвана двумя основными причинами. Считается, что ярко-зеленый цвет люминесценции обусловлен присутствием в опале урановых групп [9], голубой – вызван дефектами кислородных групп [9]. Среди изученных образцов, только несколько люминесцируют зеленым и голубым цветом (таблица).

В качестве основных элементов, ответственных за окраску опалов, выступают Fe, Mn, Ti и Ni, для которых четко устанавливается общая прямая зависимость насыщенности и интенсивности окраски Интенсивно окрашенным опалам свойственны максимальные содержания железа, согласно данным ЭПР, в желтых, коричневых и красном образцах (ИКР-5, ИКР-7/1, ИХ-15, ИХ-16) присутствует Fe^{3+}, в зеленых различных оттенков - Fe^{2+}. Такие элементы как Cr, Cu, Zn, Pb, Rb, Sr, Y, Zr не обнаруживают прямой связи между их содержаниями и окраской опалов. Для Mn, Ti, Ni выдержаны те же закономерности, что и для железа, т.е. интенсивность окраски напрямую связана с повышением (на порядок) этих элементов; светлоокрашенные и белые разновидности имеют существенно более низкие содержания. Содержания Na, K, Ca стабильны для всех образцов. 1) желтая окраска прозрачных разновидностей опалов вызвана совместным присутствием Fe^{3+} и Ti^{3+} (ИКР-7/1, содержания $3.050 \cdot 10^{-2}$ и $1.642 \cdot 10^{-2}$ мас.% соответственно); 2) темно-коричневая окраска вызвана повышением на порядок по сравнению с желтыми образцами содержаний Fe^{3+} и Ti^{3+} (Их-15, содержания $5.00 \cdot 10^{-1}$ и $2.06 \cdot 10^{-1}$ мас.% соответственно); 3) оранжево-красная окраска вызвана, с присутствием совместно с Fe^{3+} и Ti^{3+} $3.00 \cdot 10^{-2}$ мас.% Mn^{2+} (ИХ-16, содержания Fe^{3+} и Ti^{3+} того же порядка, что и в желтом образце $1.56 \cdot 10^{-2}$ и $1.53 \cdot 10^{-2}$ мас.% соответственно); 4) зеленая с голубоватым оттенком окраска обусловлена, по-видимому, присутствием Cr^{3+} (содержание $2.2 \cdot 10^{-3}$ мас.%), а также максимальным содержанием Fe^{2+} - (1.127 мас.%); 5) желтовато-зеленая окраска вызвана, вероятно, присутствием Fe^{2+} (ИКР-3, содержание $2.7 \cdot 10^{-1}$ мас.%).

Анализ изучения метасоматитов Алчанской зоны и минералогии опалов месторождения Радужное приводит к следующим выводам.

Вулканогенная (глубинная) деятельность является важнейшим геологическим фактором и энергетическим источником для формирования метасоматитов, благоприятных для отложения опала. Зоны пропилитов, приуроченные к линейным протяженным зонам, наследующим магмовыводящие разломы, и к трещинам отрыва, оперяющим разломы северо-западного и субмеридианального простираний, имеют устойчивую минеральную ассоциацию: монтмориллонит, каолинит, глауконит, гидрослюда, опал, халцедон, ± цеолиты, карбонаты, хлорит.

Ведущий механизм образования опала – гидротермально-метасоматический. Отложение благородного опала происходило в условиях понижения PT-параметров среды, повышения активности O_2 (в близповерхностных условиях) и pH растворов.

Набор индикаторных элементов, обнаруженных в минералах андезитов, метасоматитов, опаловых гнезд, прослоев, прожилков и жеод, а также наличие в прожилках благородного опала метасоматически измененных реликтов минералов вмещающих андезитов свидетельствует о том, что гидротермальный процесс, приводящий к образованию прожилков благородного опала, является естественным продолжением процесса пропилитизации.

Важное доказательство специфичности условий на рассматриваемом объекте содержится в самом факте образования опала (а не кварца) в прожилках и минерализованных телах иной формы. Выбор системой ступенчатого нетривиального пути эволюции (в

отличие от прямого: раствор – кварц) может рассматриваться как элемент самоорганизации [4]. В.Л. Русинов по-новому интерпретировал известное правило Оствальда: если возможно несколько последовательных реакций превращения реагента в конечный устойчивый продукт, то происходит не прямая реакция, а образование промежуточных метастабильных продуктов, разница между свободной энергией которых и реагента меньше, чем разница свободных энергий конечного продукта и реагента. Примером этого явления служит последовательный ряд кристаллизации фаз кремнезема из пересыщенного низкотемпературного раствора: опал – кристобалит – тридимит – кварц [3].

Рост концентрации сферических частиц кремнезема в объеме суспензии в полостях и трещинах горных пород можно объяснить двумя основными путями – седиментацией частиц и фильтрацией лишней жидкости в боковые пористые породы. Стабилизация суспензий (золей) гидроксидами Na и K является следствием самой природы этих коллоидных растворов.

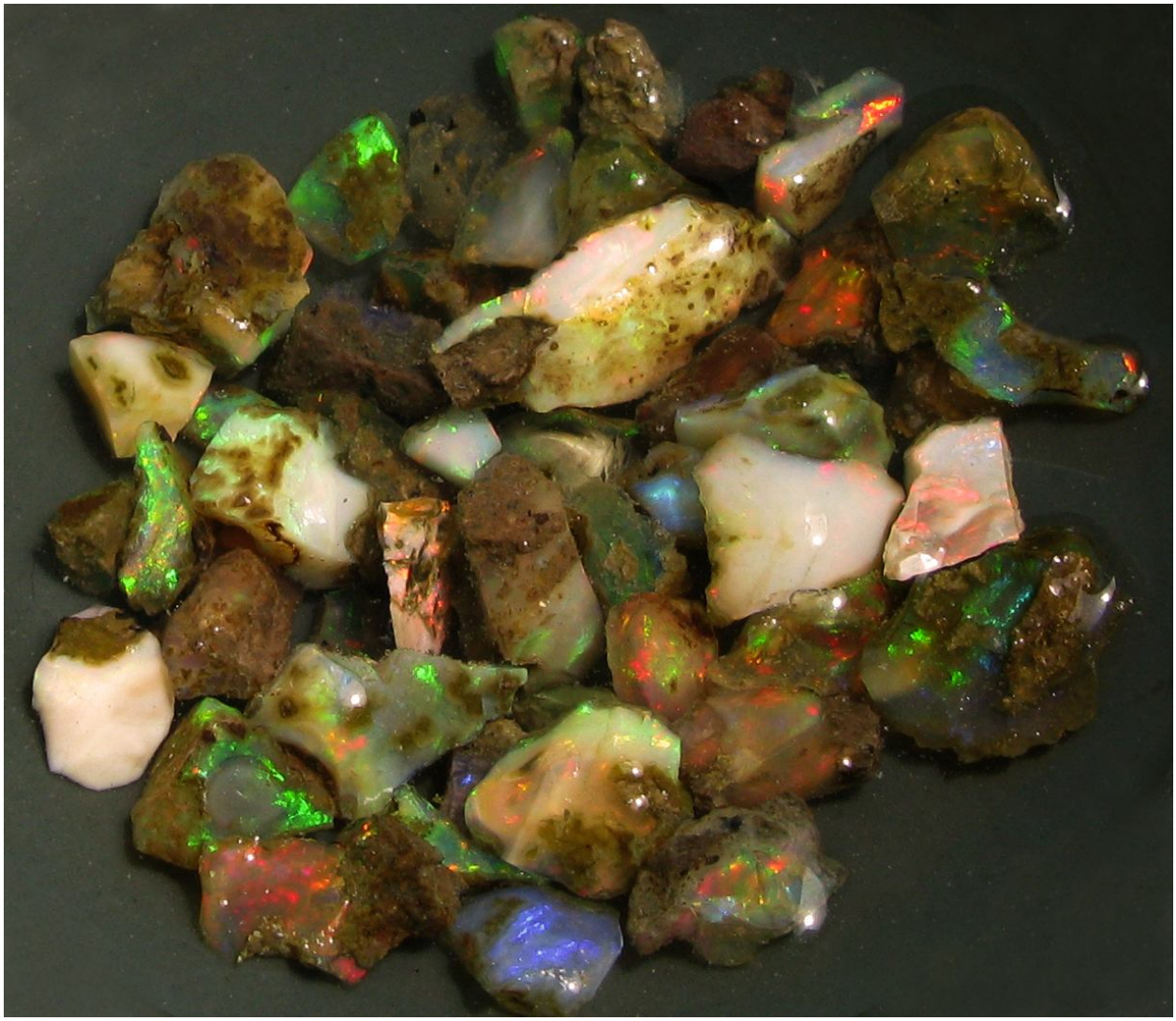


Фото 1. Благородные опалы месторождения Радужное, размер фрагментов от 0,5 до 1,5 см.

Таким образом, прожилки опала на месторождении Радужное образовались в результате заполнения трещин в андезитах и их туфах коллоидным кремнеземом, зарождение которого из истинных растворов обусловлено метасоматическими процессами.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 14-05-31032, ДВО РАН 14-III-B-08-172, 14-III-B-08-005.



Фото 2. Цветовые разновидности благородных и обыкновенных опалов месторождения Радужное

Литература

1. *Мартынов Ю.А.* Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг на примере северо-западной пацифики. Владивосток: Дальнаука, 1999
2. *Пахомова В.А., Тишкина В.Б., Залищак Б.Л., Игнатьев А.В., Куриленко Л.Н., Курявый В.Г., Федосеев Д.Г.* Условия и факторы образования благородных опалов месторождения Радужное (Дальний Восток России) // Материалы конференции «Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи», 2009. С. 287-290.
3. *Плюснина И.И.* Метаморфические реакции низкотемпературного кремнезема в земной коре. – М.: Изд-во МГУ, 1983.226 с.

4. *Русинов В.Л.* Метасоматические процессы в вулканических толщах. М.: Наука, 1989. 128 с.
5. *Симаненко В.П., Ханчук А.И.* Сеноманский вулканизм Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (геохимические особенности) // Геохимия. 2004. № 8. С. 866-878.
6. *Тишкина В.* Генезис благородного опала (месторождение Радужное, Приморский край России). LAP LAMBERT Academic Publishing. ISBN: 978-3-8443-5573-4. Saarbrucken 2011. 194 с.
7. *Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П.* Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (Калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. М.: ГЕОС. 1997. С. 240 – 243.
8. *Anthony Smallwood*.The nomenclature and classification of opal. the Resolutions of the Federal Council of the Gemmological Association of Australia dated 17th May, 1997
9. *Fritsch E., Wery J., Jonuskauskas G., Faulques E.* Transient photoluminescence from highly disordered silica-rich natural phases with and without nanostructures // Physics and Chemistry of materials 2003, Vol. 30. P. 393-400
10. *Gaillou E., Delaunay A., Rondeau B., Bouhnik Le Coz M., Fritsch E., Cornen G. Monnier C.* The geochemistry of gem opals as evidence of their origin // Ore Geology Reviews. 2008, Vol. 34. P. 127-133.
11. *Jones J.B., Segnit E.R.* The nature of opal. Part I: Nomenclature and constituent phases // Journal of the geological Society of Australia, 1971, № 8, P. 57-68.
12. *Sanders J.V.* Color of the precious opal // Nature, 1964, Vol. 204, P. 1151-1153

ГЕОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС СКАРНОВОГО ШЕЕЛИТ-СУЛЬФИДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОРДОННОЕ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ)

Федосеев Д.Г., Пахомова В.А., Гвоздев В.И., Тишкина В.Б., Степанов О.В.
ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Одной из наиболее ярко выраженных особенностей района месторождения Кордонное, расположенного в Центральной части Сихотэ-Алиня, является шеелит-сульфидный металлогенический профиль. Район месторождения Кордонное сложен вулканогенно-осадочными породами самаркинской аккреционной призмы юрского возраста. В составе магматических ассоциаций месторождения встречаются межпластовые тела габбро, дайки основного и кислого состава, а также породы кислого состава (рис. 1), которые образуют массивы и штоки гранитоидов. Рудные тела локализованы над интрузивным телом гранитов, которые, по данным бурения, вскрыты на глубине около 100 м, и представляют собой горизонты полого залегающих метаморфизованных и скарнированных карбонатно-кремнистых пород. Наибольшим распространением пользуются минеральные ассоциации роговиков, скарнов, грейзенов и сульфидных руд, характеризующих разные по времени эпизоды минерализации [2].

Вопрос генезиса месторождения, а также источника вольфрама является дискуссионным. Существующие взгляды на происхождение месторождения включают, по меньшей мере, две концепции. Одни исследователи относят его к стратиформному типу [3], полагая, что источником металлов могут быть породы вулканогенно-осадочной толщи, другие считают, что решающий фактор рудообразования - магматическая дистилляция, которая происходила в процессе остывания интрузивного массива, создавая условия для выноса рудного компонента, содержащегося во флюидной фазе магматического расплава. Важно отметить, что термин «стратиформное месторождение» включает различные толкования. В одних случаях механизм их образования предполагает участие низкотемпературных гидротермальных образований, в других – осадочных, однако во всех ситуациях при формировании этого типа месторождений интрузивной деятельности отводится роль источника энергии для циркуляции растворов. Отсутствие связи месторождений с магматизмом обычно объясняется тем, что рудоносные растворы мигрировали на большие расстояния и поэтому невозможно установить связь месторождений с находящимися на глубине предполагаемыми интрузиями.

Решение проблемы образования рудных месторождений, определение роли магматизма в гидротермальном рудообразовании, выяснение условий и причин генерации и транспортировки рудных компонентов требует всестороннего изучения геологического строения, минералого-петрологических и геохимических особенностей гранитов и шеелитовых руд, а также наличия объективной информации о физико-химических параметрах магмо- и рудообразования.

В процессе изучения геологического строения месторождения Кордонное на его площади выделены две группы гранитов, которые различаются по возрасту, структурным особенностям, минеральному и химическому составу. Абсолютный возраст (K/Ar и Rb/Sr-методы) гранитов первой группы соответствует интервалу 102.5±2 млн. лет (татибинский комплекс); возраст гранитов второй группы - 88-86 млн. лет [1]. Граниты первой группы, как правило, крупно- и средне-зернистые, порфировые; второй – средне- и мелкозернистые, со слабо выраженной порфировидностью. По минеральному составу и те, и другие состоят из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза биотита. Кроме того, в гранитах первой группы часто присутствуют мусковит, серицит, хлорит и рудные минералы; в гранитах второй группы - амфибол (роговая обманка), который замещается биотитом, и ортит, имеющий в шлифах темную красновато-коричневую окраску.

Генетическая самостоятельность выделяемых комплексов подтверждается разли-

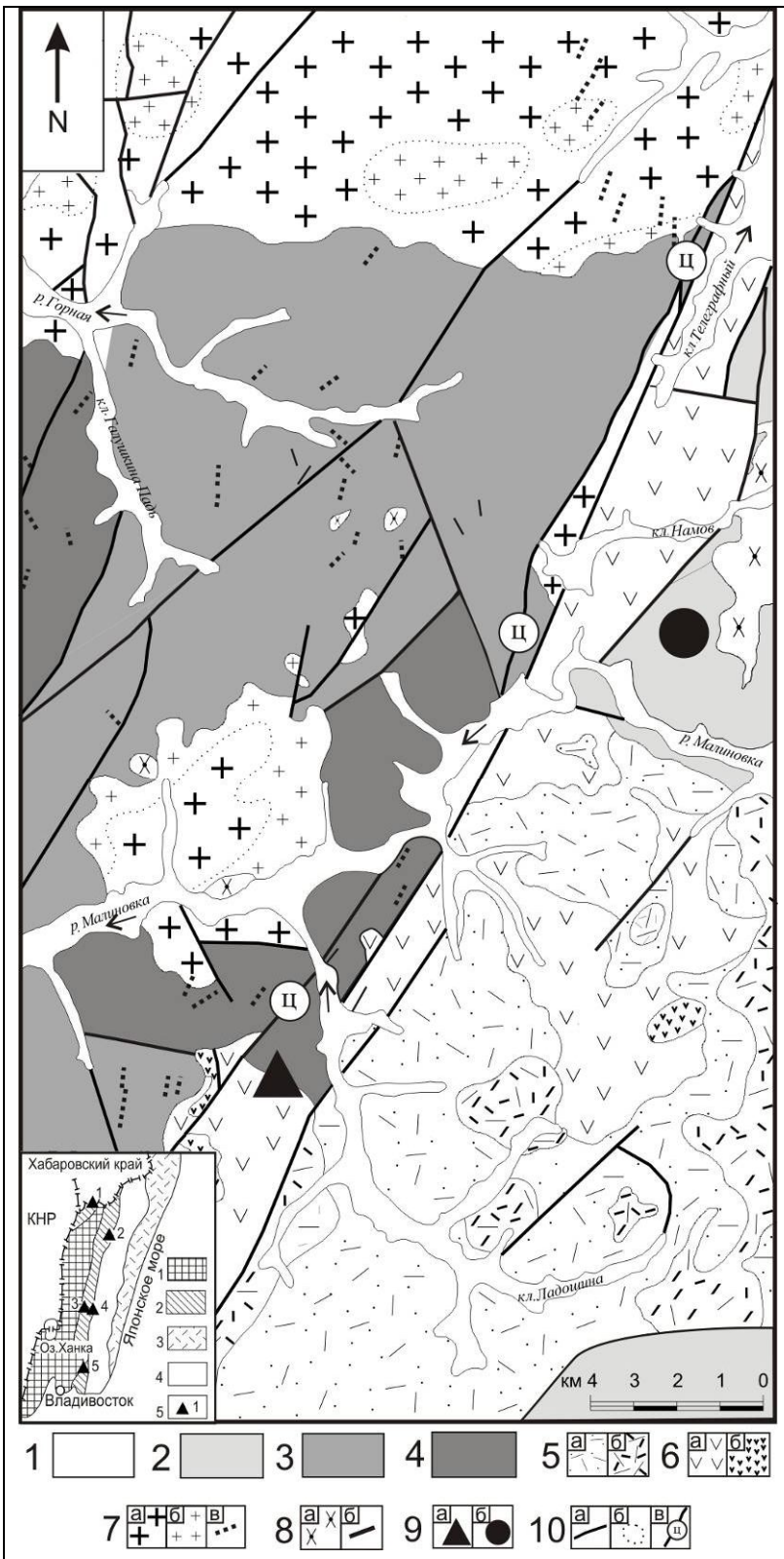


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Малиновского рудного узла (по материалам Г.С. Белянского 2013 г. с изменениями автора).

1. Аллювиальные и пролювиальные образования. Суглинки, глины, супеси, щебень, галька, гравий (Q). 2. Песчаники, алевролиты, алевроаргиллиты, их переслаивание, линзы гравелитов (K1kl). 3. Алевролиты, переслаивание алевролитов и песчаников, микститы с олистолитамибазальтов, кремней, известняков, метаофиолитовых габброидов, кристаллических сланцев (J2-3 sm). 4. Глинистые, кремнисто-глинистые и глинисто-кремнистые сланцы, часто филлитовидные, слюдистые, алевролиты, песчаники, кремнистые породы, кварциты, туффиты, базальты, линзы мраморизованных известняков (T3td). 5. Богопольский вулканогенно осадочный комплекс: а) туфы, лавы, туфолавы, игнимбриты риолитов, реже дациты, туфопесчаники, туффиты; б) субвулканические образования (K2-P1bg). 6. Дорофеевский вулканогенно осадочный комплекс: а) андезиты, андезибазальты, реже их туфы, единичные прослои туфоалевролитов и туфов риолитов; б) субвулканические образования (K2dr3). 7. Татибинский комплекс диорит-порфировый. Граниты до умеренно-щелочных лейкогранитов: а) крупнозернистые, б) мелкозернистые (γ-εlγK1t2). в) Дайки умеренно-щелочных гранит-порфиров (εγπK1t3). 8. а) Монцодиориты (μK1t1). б) Дайки диорит-порфиров (δπK1t1). 9: а) месторождение Кордонное (W); б) месторождение Малиновское (Au). 10. а) Разломы; б) Фациальная граница; в) Центральный Сихотэ-Алинский разлом.

На врезке: фрагмент схемы террейнов Сихотэ-Алиньского орогенного пояса и прилегающих территорий (Ханчук 2000; Голозубов 2006): 1 – Ханкайско-Буреинский кристаллический массив и его обрамление; 2 – Самаркинская аккреционная призма (турбидит-олистостромовая); 3 – Прибрежный вулканический пояс; 4 – осадки турбидитового бассейна и прилежащих к нему островных дуг; 5 – скарновые месторождения шеелита (1 – Лермонтовское, 2 – Восток-2, 3 – Скрытое, 4 – Кордонное, 5 – Беневское).

чиями петрохимических характеристик гранитов: первые относятся к породам S-типа, сильно пересыщенным глиноземом, вторые - к I-типу, слабо пересыщенным глиноземом. Кроме перечисленных различий, важными аргументами для отнесения гранитов к разным комплексам послужили установленные признаки водонасыщенности для материнских магм гранитов первого типа и маловодности - для другого, а также аналогия уровня концентраций и сходство трендов распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в гранитах первого типа и шеелитах из рудных прожилков месторождения.

Установлено, что вкрапленники кварца в гранитах первой группы содержат многочисленные расплавные (РВ) и флюидные (ФВ) включения; тогда как во вкрапленниках кварца второй группы обнаружены только минеральные включения.

При проведении термометрических экспериментов установлены следующие параметры начала кристаллизации вкрапленников кварца татибинских гранитов: температуры - 750-775^{o}C, давление флюида около 150 МПа, водосодержание магмы, по методике Ф.Г. Рейфа [5] - 4.5–5.5 мас.%. В газовой фазе первичных РВ установлены углекислота и метан. Закаленные стекла РВ содержат SiO_2 – 74,2; Al_2O_3 – 14,6; Na_2O – 4,18; K_2O – 3,85; сумма – 96.84 мас.%. Близкие содержания SiO_2, Al_2O_3, Na_2O, K_2O в стеклах закаленных расплавных включений и гранитах первой группы указывают на гомогенность расплава в начальный период кристаллизации гранитов. Наличие во включениях углекислоты и метана подтверждено методом Рамановской спектроскопии. Отсутствие включений в кварце гранитов второй группы (предположительно, синанчинского комплекса) является косвенным свидетельством маловодности материнских расплавов и более высокотемпературного режима начала их образования.

Для количественной оценки содержания редкоземельных элементов и выяснения геохимической специализации разных групп гранитоидов и руд проведен анализ методом ИСП-МС. Сопоставление содержаний и характера распределения РЗЭ на спайдер-диаграммах в шеелитах месторождения Кордонное и гранитах первой группы обнаруживает их аналогию, что является одним из признаков генетического родства шеелитов и биотитовых гранитов татибинского комплекса, с которыми ассоциирует вольфрамовая минерализация в регионе.

В пределах месторождения Кордонное установлено два типа минерализации: сульфидно-шеелитовый и сульфидно-полиметаллический. Рудные тела месторождения, включающие линзы и блоки известково-кремнистых пород, пространственно локализуются в осадочной толще над интрузивным массивом и приурочены к зонам скарнирования, которые сопровождаются слабо выраженным ороговикованием вмещающих пород. Рудные тела сложены минеральными ассоциациями роговиков, скарнов, грейзенов и сульфидных руд, характеризующих разновременные эпизоды минерализации. Максимальные концентрации шеелита сосредоточены в участках пересечения горизонтов скарнированных пород с прожилками шеелит-полевошпат-кварцевого и шеелит-кварцевого, иногда с хлоритом, амфиболом, карбонатом, апатитом, пирротином, пиритом, арсенопиритом, состава. Шеелит – главный рудный минерал. Он распределен по массе рудных тел крайне неравномерно и часто пространственно тяготеет к участкам окварцевания скарнов, кварцевым прожилкам или их зальбандам. Количество сульфидов в рудах часто превышает 30%, что сравнимо с содержанием в рудах эталонных месторождений Восток-2 и Лермонтовское и позволяет относить месторождения Кордонное к сульфидному типу.

Скарны месторождения представлены двумя типами, которые ассоциируют с разными магматическими комплексами и каждый из которых характеризуется собственной металлогенической специализацией. Первый тип скарнов представлен гроссуляр-пироксеновой с везувианом и волластонитом минеральной ассоциацией и сопряженным шеелит-халькопирит-пирротиновым оруденением. Скарны второго типа – пироксен-андрадитовые, с ними связана полиметаллическая (галенит-сфалеритовая) минерализация.

По минеральному составу, наблюдаемым ассоциациям и типоморфным признакам минералов скарны месторождения Кордонное относятся к фации нормальной щелочности.

Окислительно-восстановительные условия формирования разновременных скарнов различаются: для «вольфрамоносных» характерны восстановительные условия, на что указывает присутствие в ассоциации гроссуляра и пирротина, для «полиметаллических» - окислительные (присутствие в скарнах андрадита и пирита).

Грейзены на месторождении представлены двумя минеральными ассоциациями: мусковит-кварцевой и шеелит-апатит-кварцевой. Мусковит-кварцевая ассоциация наблюдается в виде зон небольшой мощности (до 0.05 м) в измененных гранитах или участках пород кремнистого облика. Породы сложены преимущественно кварцем (от 85 до 95%), мусковитом (5-15%); встречаются хлорит, апатит, шеелит. Апатит и шеелит представляют собой пойкилитовую вкрапленность в кварце, реже встречаются обычные срастания гипидиоморфнозернистой структуры. Размеры апатита – не более 0.01 мм; шеелита – 0.1 мм. Шеелит-апатит-кварцевая ассоциация наблюдается в виде реликтов, гнезд (до 1 см) среди массивных сульфидно-шеелитовых руд. Минеральный состав: кварц от 40 до 90%, апатит от 1 до 10%, шеелит – от единичных зерен до 60%. Шеелит и апатит имеют идиоморфные очертания, размер кристаллов не превышает 0.3 мм. Во вкрапленных рудах эти минералы встречаются в виде пойкилитовой вкрапленности в кварце, реже - в срастании с ним.

Минералого-геохимические особенности руд месторождения Кордонное отличаются сложностью вещественного состава. Установлены следующие стадии минералообразования: 1 – контактового метаморфизма, 2 – скарновая, 3 – рудная, 4 – пострудная. Рудная стадия, как уже упоминалось, представлена двумя типами: сульфидно-шеелитовым и сульфидно-полиметаллическим. Выявлены общие характерные элементы для разновременных рудных образований, а также различия в составе сопутствующих элементов. Общими элементами, содержание которых отмечается практически во всех рудных ассоциациях, являются железо, мышьяк и медь. Руды вольфрамовой ассоциации содержат, кроме того, свинец и висмут (пирротин, арсенопирит, халькопирит, минералы висмута), руды полиметаллической стадии характеризуются широким набором сопутствующих элементов: никель, кобальт, серебро, свинец, висмут (пирит, арсенопирит, герсдорфит, сфалерит, галенит, минералы кобальта, никеля, висмута и серебра) и сопровождаются различными ассоциациями сложных сульфосолей свинца и висмута (гунгаррит, виттит, лиллианит, висмутин, самородный висмут, сульфолеллуриды висмута, редко – самородное золото, (галенит), а также серебро, свинец, висмут (викингит, ширмерит, берриит, редко – сульфотеллуриды висмута, самородный висмут, икунолит, матильдит, самородное золото).

Наиболее продуктивные на вольфрамовую минерализацию шеелит-кварцевые прожилки разных этапов минерализации различаются по минеральному составу: для прожилков вольфрамового этапа наиболее характерны полевые шпаты, слюды и апатит; для прожилков полиметаллического этапа – хлорит и турмалин.

Анализ результатов исследований гранитов района месторождения Кордонное позволяет сделать следующие выводы. 1. Установлены особенности магматических комплексов, определяющие различную степень их потенциальной продуктивности на скарновый шеелит-сульфидный тип оруденения. 2. Показано генетическое родство шеелитового оруденения Малиновского рудного узла с гранитами татибинского комплекса, что подтверждается аналогией уровня концентраций и сходством характера распределения REE в магматических породах и шеелитах из рудных прожилков, а также различиями физико-химических условий формирования гранитов разных комплексов и результатами сопоставления термобарогеохимических характеристик гидротермальных рудных растворов и флюидов, сопровождающих формирование гранитов.

Литература

1. *Аленичева А.А., Сахно В.Г., Салтыкова Т.Е.* U-Pb и Rb-Sr изотопное датирование гранитоидов Татибинской серии плутонического пояса Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. АН. 2008. Т. 420, № 1. С. 70-75.

2. *Гвоздев В.И., Федосеев Д.Г.* Скарны вольфрамового месторождения Кордонное (Приморский край). Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32, № 2. С. 100-111.
3. *Гетманская Т.И., Рассулов В.А., Материкова А.М.* Минералогические особенности «стратиформного» вольфрамового оруденения Сихотэ-Алинской Центральной зоны. Годичная сессия МО РМО «Роль минералогии в познании процессов рудообразования». М., ИГЕМ РАН, 2007.
4. *Гетманская Т.И., Портных В.В.* О стратиформной минерализации Сихотэ-Алинской зоны. «Новые идеи в науках о Земле». МАИК, 2007.
5. *Рейф Ф.Г.* Условия и механизмы формирования гранитных рудно-магматических систем. - М.: ИМГРЭ, 2009.

ФОРНАСИТ С ГОРЫ БЕРТЕВАЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Ханин Д.А.[1], Суставов С.Г. [2]
[1]Московский государственный университет им М.В. Ломоносова, г. Москва
[2]Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

Проявление хроматной минерализации, приуроченное к зоне окисления Свинечного месторождения, расположено на западном склоне горы Бертевой (называемой также Бортевой, или Свинечной) в 1.5 км к северу от села Шиловка, находящегося на тракте Нижний Тагил – Алапаевск Свердловской области. Месторождение, открытое в 1829 году, представляет собой серию жил, расположенных на контакте березитизированных гранитоидов с тальковыми сланцами и серпентинитами. Рудная минерализация в слабозолотоносных кварц-биотитовых жилах представлена галенитом, халькопиритом и блеклой рудой. С.Г. Суставов и А.А. Канонеров [4] отмечают, что первые исследования гипергенных минералов на Свинечном руднике, разрабатывавшем это месторождение в 1830-х года, провел Густав Розе [5], выделив, в том числе, крокоит, пироморфит и церуссит. С.Г. Суставовым и А.А. Канонеровым [4] при минералогическом исследовании образцов, отобранных на месторождении в 1990-х гг, были установлены гипергенные киноварь, миметизит, вокеленит, дуфтит, гётит, эмбрейит, брошантит, малахит, азурит, биндгеймит, ковеллин, бёдантит, джарлеит, гидроцеруссит и линарит. Этими исследователями на месторождении выделяются три морфологических разновидности вокеленита: (1) тонкозернистые корки, цвет которых варьирует от оливково-зелёного до грязно-коричневого и чёрного; (2) чёрные призматические кристаллы до 1 мм по удлинению; (3) зёлено-коричневые прозрачные овально-клиновидные кристаллы до 0.5 мм по удлинению. В составе вокеленита выявлено присутствие наряду с фосфором также мышьяка [4]. В.А. Попов и А.А. Канонеров установили на месторождении еще ряд вторичных минералов, а именно: англезит, карминит, партцит, шультенит и эсколаит (последний покрывает кристаллы крокоита). Определение минералов производилось преимущественно методом порошковой рентгенографии, и только состав эсколаита, шультенита и партцита был изучен электронно-зондовым методом [3].

Автором при изучении образцов из коллекции А.А. Канонерова, которая хранится на кафедре минералогии Уральского горного университета, выявлен форнасит. Этот минерал преимущественно наблюдается в виде корок тёмно-зелёного до чёрного цвета на кварце; мощность корок не превышает 0.5 мм, а суммарная площадь - нескольких мм^2. Реже встречаются отдельные почки форнасита до 2 мм в поперечнике. Наиболее значительные скопления минерала находятся в кавернах неправильной формы в жильном кварце и в непосредственной близости от них. Также форнаситовые корки наблюдаются около псевдоморфоз лимонита по пириту. По форме выделения минерал очень похож на встречающийся здесь же вокеленит, который описан в работах [3, 4]. Форнасит на месторождении ассоциирует с вокеленитом, содержание As_2O_5 в котором не ниже 2 мас. %, и часто обрастает его (см. рисунок). Таким образом, форнасит на Свинечном месторождении является более поздним минералом, чем вокеленит и другие хроматы, для которых С.Г Суставовым и А.А. Канонеровым [4] был установлен следующий ряд: сначала кристаллизовался крокоит, позже эмбрейит, и далее вокеленит. Изучение состава минералов производилось на электронно-зондовом микроанализаторе Camebax Microbeam (лаборатория Минералогического музея имени А.Е. Ферсмана РАН) с использованием энергодисперсионного спектрометра при токе зонда 15 нА и ускоряющем напряжении 20 кВ. Состав минералов дан в таблице. Примесь SiO_2 скорее всего объясняется микровключениями кварца.

Находка форнасита на горе Бертевой является второй для России после Березовского месторождения в 15 км к северо-востоку от Екатеринбурга [1, 2]. Состав березовского форнасита для сравнения также дан в таблице.

Таблица. Химический состав (мас.%) форнасита и мышьяксодержащего вокеленита со Свинечного месторождения и форнасита с Берёзовского.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
CrO_3	10.11	10.54	10.52	10.16	10.0	10.56	10.7	10.3	10.07	9.89	10.36
P_2O_5	5.22	3.89	4.61	5.07	3.62	6.44	3.05	7.54	0.33	0.32	0.32
As_2O_5	5.52	9.48	10.37	8.15	11.69	2.89	10.61	3.84	14.99	13.93	13.92
V_2O_5	-	-	0.25	0.09	0.14	0.01	0.03	0.23	-	-	-
SiO_4	2.45	2.32	0.83	0.9	-	1.99	0.62	2.4	-	-	-
Sb_2O_5	-	-	-	0.88	-	-	-	-	-	-	-
PbO	62.8	61.38	60.06	61.63	62.7	63.99	61.03	62.85	64.25	63.10	63.05
CuO	11.23	10.91	10.35	9.77	8.99	10.35	11.69	10.72	10.54	10.40	10.40
Fe_2O_3	-	-	1.07	0.1	0.24	-	-	-	-	-	-
ZnO	-	-	0.05	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	-	-	-	0.16	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	97.33	98.52	98.11	96.91	97.38	96.23	97.73	97.88	100.36	97.64	98.05

Примечания: 1, 6, 8 - мышьяксодержащий вокеленит сместорождения Свинечное месторождения, 2, 3, 4, 5 - форнасит со Свинечного месторождения, 9, 10, 11 - форнасит с Березовского месторождения [2].

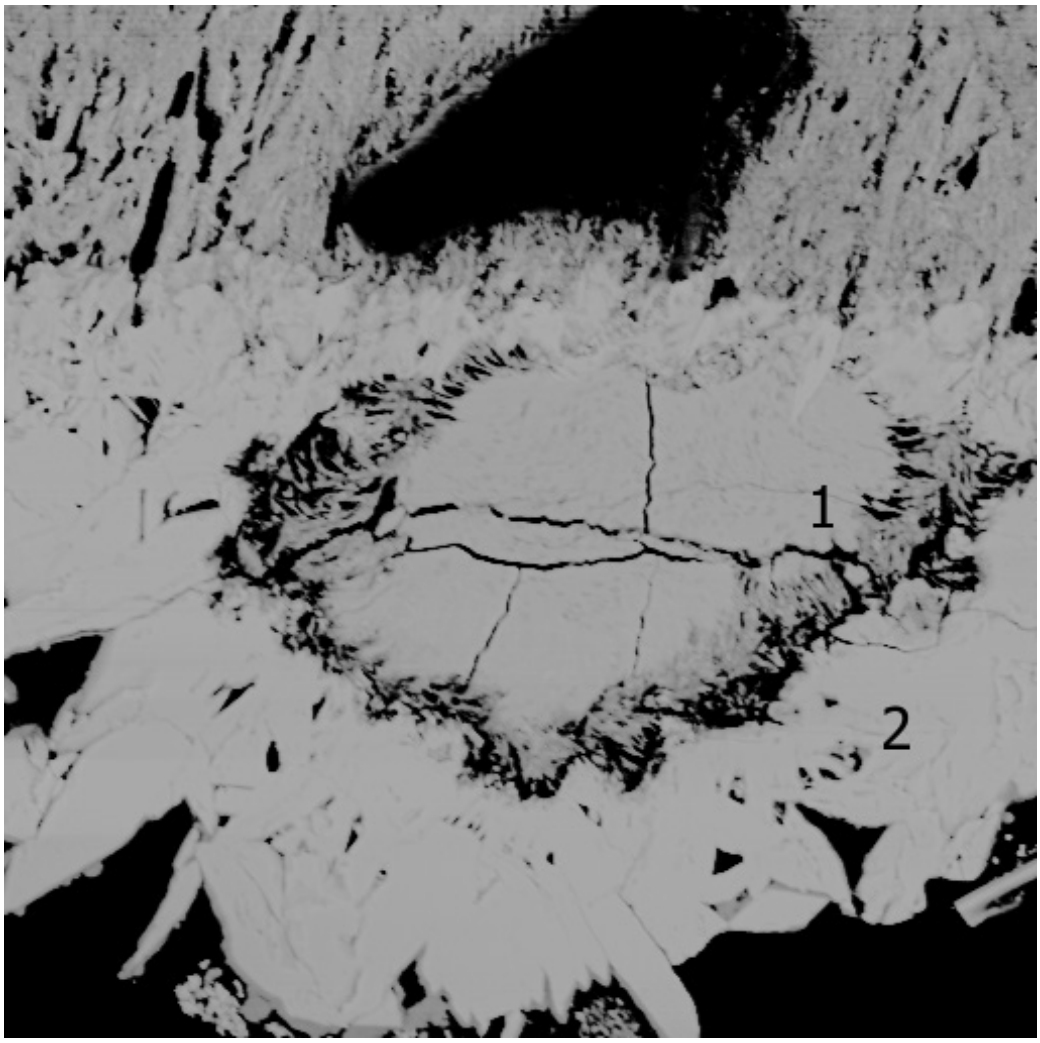


Рисунок. Обрастание мышьяксодержащего вокеленита форнаситом. 1- мышьяксодержащий вокеленит (6$^{\text{й}}$ анализ в таблице), 2- форнасит (5$^{\text{й}}$ анализ в таблице).

Авторы выражают благодарность Л.А. Паутову и И.В. Пекову за помощь в работе. Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 14-05-00276.

Литература

1. *Клейменов Д.А., Ерохин Ю.В., Прибавкин С.В.* Форнасит из зоны окисления Березовского золоторудного месторождения Урале // Уральск. летняя минералог. школа 97. Екатеринбург, 1997. С. 96-98.
2. *Клейменов Д.А., Пеков И.В., Кононкова Н.Н., Вилисов В.А.* Новые данные по изучению вокеленита, форнасита и эмбрейита из зоны окисления Березовского золоторудного месторождения // Уральск. Летняя минералог. Школа 98. Екатеринбург, 1998. С. 143-147.
3. *Попов В.А., Канонеров А.А.* Форма кристаллов барита, миметезита, дуфтита, азурита, крокоита, церуссита и англезита Свинечного месторождения (Средний Урал) // Уральская минералогическая школа 2002. Екатеринбург: Изд. УГГГА, 2003. С. 101-103.
4. *Суставов С.Г., Канонеров А.А.* Редкие минералы свинца в окисленных рудах Свинечного месторождения (Средний Урал, Пригородный район) // Уральская летняя минералогическая школа 98. Екатеринбург: УГГГА, 1998. С. 131-132.
5. *Rose G.* Mineralogisch-geognostisch Reise nach dem Ural, dem Altai und dem Kaspischen Meere. Berlin, 1837-1842. Bd. 1-2. S. 319 - 322.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КЛАСТОГЕННЫХ РУД ЮБИЛЕЙНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Целуйко А.С. [1,2]
[1]*Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе*
[2]*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс*

На колчеданных месторождениях Урала значительная часть рудных залежей сложена обломочными рудами. Считается, что кластогенные руды сформировались в процессе разрушения первичного гидротермального сульфидного холма [3, 4, 5]. Ядро холма слагают донные гидротермальные фации – трубы «черных курильщиков» и их фрагменты [3]. Склоны сульфидной постройки составляют крупнообломочные руды (проксимальные турбидиты), сменяемые на выклинках мелкообломочными рудами (дистальные турбидиты). Зачастую дистальные сульфидные турбидиты утрачивают свой первичный облик в ходе постседиментационных преобразований [5, 8]. Результатом этих процессов являются как текстурно-структурные изменения руд, так и формирование новых минеральных ассоциаций. На месторождениях Яман-Касы и Сафьяновское сульфоарсенидная и теллуридная минерализация, характерная для фрагментов труб «черных курильщиков», сменяется золото-галенит-сульфосольной ассоциацией в дистальных турбидитах [8]. Ранее на Юбилейном медноколчеданном месторождении в сульфидных дистальных турбидитах была обнаружена обильная теллуридная минерализация [1, 11]. В данной работе проведено сопоставление особенностей минерального состава различных типов кластогенных руд с целью выявления особенностей минеральной эволюции кластогенных фаций Юбилейного месторождения.

Юбилейное медноколчеданное месторождение расположено в Бурибайском рудном районе Южного Урала, и относится к Западно-Магнитогорской палеовулканической зоне [7]. Вмещающие породы связаны с базальт-бонинитовым основанием бимодальной мафической Баймак-Бурибаевской свиты [12]. Месторождение относится к уральскому типу [9]. На месторождении установлено шесть рудных тел, в данный момент отрабатывается второе [7].

Исследования проводились на базе Института минералогии УрО РАН. Минеральный состав руд изучен на микроскопе Olympus BX-51 с использованием камеры Olympus DP 12 для микрофотографирования. Определение состава рудных минералов выполнено на СЭМ VEGA3 Tescan с энергодисперсионным анализатором (аналитик И.А. Блинов).

На данный момент вскрыта центральная нижняя часть второго рудного тела Юбилейного месторождения, которая сложена выщелоченными серноколчеданными рудами. Верхняя, уже отработанная часть рудной залежи состояла из медно-цинковых обломочных руд, содержавших крупные фрагменты труб «черных курильщиков». Склоны сульфидной постройки сложены различными крупнообломочными рудами, которые могут состоять только из фрагментов серного колчедана, содержать обломки халькопирит-пиритового и халькопиритового состава, и иметь примесь вулканокластического материала. На выклинках рудного тела преобладают дистальные сульфидные турбидиты. Юго-западный фланг сложен пиритовыми песчаниками (турбидитами) без нерудных прослоев и сульфидными брекчиями. Юго-восточная выклинка более мощная и представлена пачкой халькопирит-пиритовых турбидитов, переслаивающимися с хлорит-кварцевыми пелитолитами, тефропесчаниками, тефрогравелитами. В пачке халькопирит-пиритовых турбидитов отмечаются слои сульфидных гравелитов мощностью до 10–20 см. Отдельные горизонты на юго-восточной выклинке состоят из сульфидных брекчий и перекрывающих их пиритовых песчаников, общей мощностью до 2–3 м.

Фрагменты труб «черных курильщиков» обнаружены в центральной верхней части второго рудного тела и на выклинках залежи в виде ксенолитов в гиалолавокласти-

тах основного состава. Трубы «черных курильщиков» по составу подразделяются на медноколчеданные и цинково-медноколчеданные. Оболочка труб обоих типов сложена колломорфными, дендритовидными и кристаллически-зернистыми агрегатами пирита. Тонкозернистые и колломорфные разновидности часто замещаются халькопиритом, а кристаллический пирит содержит мелкие включения сфалерита и халькопирита. Внутренняя стенка и осевой канал медноколчеданных труб последовательно инкрустирована друзовыми агрегатами халькопирита, пирита, кварца или кальцита, в цинково-медноколчеданных трубах место пирита занимает друзовый сфалерит. В трубах с кварцевым заполнением канала установлена золото-теллуридная минерализация, при карбонатном заполнении золото-галенит-теннантитовая. Блеклая руда и галенит (зерна размером до 0,5 мм) приурочены, в основном, к каналу и стенке трубы, встречаются в виде включений в друзовом халькопирите и сфалерите, иногда обрастают их. В оболочке трубы теннантит образует включения в псевдоморфном халькопирите по пириту. В друзовом халькопирите и сфалерите также обнаружены теллуровисмутит и самородное золото (зерна до 20–30 мкм) в виде включений. Колорадоит и гессит (размер до 100 мкм) в ассоциации с самородным золотом установлены в псевдоморфном халькопирите, в колломорфном и тонкозернистом пирите оболочки трубы. Пробность самородного золота в трубах с кварцевым заполнением (822–835 ‰) выше, чем с карбонатным (731–779 ‰).

Сульфидные брекчии располагаются на склонах рудного тела и обнаруживаются на выклинках в виде пластов мощностью от 10 см до первых метров. Брекчии состоят из обломков пиритового, халькопирит-пиритового и халькопиритового состава, сцементированных более мелким обломочным материалом того же состава и кварцем. Размер фрагментов достигает 5 см. Помимо сульфидных фрагментов в брекчиях распространены вулканокласты миндалекаменных базальтов, хлоритизированные гиалокласты, обломки обеленных пород.

Сульфидные гравелиты образуют слои в пачках сульфидных песчаников мощностью до 10 см. Гравелиты сложены обломками пиритового, халькопирит-пиритового и пирит-халькопиритового состава, сцементированных тонкообломочным сульфидным материалом и кварцем. В отличии от брекчий размер сульфидных фрагментов в гравелитах достигает 1,5 см. Иногда в гравелитах обнаруживаются фрагменты слоев сульфидных песчаников размером до нескольких сантиметров.

Сульфидный материал брекчий и гравелитов сходный и состоит из фрагментов почковидных и дендритовидных агрегатов тонкозернистого пирита, обломков друзового и крупнозернистого халькопирита, являющимися фрагментами сульфидных труб и гидротермальных пиритовых корок. В редких случаях обнаруживаются пластинчатые псевдоморфозы пирита по пирротину. Реликты тонкозернистого пирита часто содержат тонкие пойкилиты сфалерита и обрастают каймой незонального кристаллического пирита. Рудокласты зонального кристаллического пирита и тонкозернистого пирита часто псевдоморфно замещаются тонкозернистым халькопиритом с образованием петельчатой структуры. Для зонального пирита характерны мелкие включения халькопирита и сфалерита. Поздний мелкозернистый, нередко сдвойникованный халькопирит обрастает агрегаты псевдоморфного халькопирита. Акцессорная минерализация в сульфидных брекчиях представлена самородным золотом, галенитом, теллуровисмутитом и колорадоитом (размером до 20 мкм) в виде включений в псевдоморфном халькопирите, а также в зернах пирита. В этой же минеральной ассоциации в гравелитах установлены теллуровисмутит и галенит.

Сульфидные дистальные турбидиты по составу можно разделить на два типа: *пиритовые* и *халькопирит-пиритовые*. Первые обнаружены на западной и юго-восточной выклинках рудного тела в виде перекрывающих сульфидные брекчии горизонтов мощностью до 0,5 метров и представляют собой чередование сульфидных слоев, сложенных преимущественно пиритовыми обломками размером до 1–2 мм. Мощность слоев варьирует от первых мм до 8 см. Отдельные слои пиритовых турбидитов характеризуются от-

четливой прогрессивной сортировкой сульфидного материала. Нижняя граница слоев пиритовых песчаников всегда резкая и неровная, верхняя – размытая, нечеткая, с постепенным переходом в нерудный или другой сульфидный слой. В подошве слоев отмечаются знаки нагрузки (механоглифы). Сульфидный материал представлен преимущественно обломками тонкозернистых и мелкозернистых пиритовых руд, конкреционными образованиями и фрамбоидами, менее распространены халькопиритовые выделения. Для идио- и гипидиоморфных зерен пирита характерно зональное строение в виде пористых центров зерен или с грубой осцилляторной зональностью, известной как зональность «первого рода» [10]. В зернах пирита иногда можно обнаружить мелкие включения халькопирита, сфалерита и пирротина. Фрагменты тонкозернистого пирита в редких случаях замещаются псевдоморфным халькопиритом. Акцессорная минерализация в пиритовых дистальных турбидитах не обнаружена.

Халькопирит-пиритовые сульфидные турбидиты залегают на юго-восточной выклинке рудного тела и образуют пачки мощностью в десяти метров. Слои халькопирит-пиритовых турбидитов мощностью до 3 см чередуются с кварц-хлоритовыми прослоями, хлорит-кварцевыми пелитолитами, тефропесчаниками и тефрогравелитами. Слоистость преимущественно горизонтальная, иногда проявлено оползание и размывание слоев. В сульфидных слоях редко выражена прогрессивная сортировка сульфидного материала. Сульфидные слои имеют псаммит-псефитовую структуру и состоят из фрагментов пиритового и пирит-халькопиритового состава размером в 1–2 мм, иногда присутствуют единичные обломки размером до 10 мм. Также в сульфидных слоях распространены кварц-халькопиритовые прожилки мощностью до 3 мм. Кварц-хлоритовые слои часто содержат фрагменты халькопирита размером до 1 мм. Во всех слоях распространены обломки хлоритизированных гиалокластов изометричной или вытянутой формы размером до 2 см.

Пирит в турбидитах представлен идио- и гипидиморфными зернами незонального и зонального пирита, часто замещаемые халькопиритом с образованием петельчатой структуры. В зернах пирита отмечаются мелкие включения халькопирита и сфалерита. Тонкозернистый пирит в турбидитах распространен гораздо меньше, чем в брекчиях и гравелитах, и представляет собой реликты с тонкими пойкилитами сфалерита и халькопирита в ядрах зерен кристаллического пирита. Пирит-халькопиритовые обособления сложены агрегатами тонкозернистого псевдоморфного халькопирита и мелкозернистого халькопирита, содержащие реликты пирита. Иногда сульфидные слои сложены зернами кристаллического пирита, цементируемыми халькопиритом. Кварц-халькопиритовые прожилки сложены крупнозернистым, часто сдвойникованным халькопиритом. Характерной чертой халькопирит-пиритовых турбидитов является отсутствие фрагментов тонкозернистого и дендритовидного пирита, характерных для сульфидных брекчий и гравелитов, а также фрамбоидов и конкреционных образований, встречающихся в пиритовых турбидитах.

Из второстепенных минералов в турбидитах распространены сфалерит, борнит и пирротин. Сфалерит образует обломковидные обособления, включения в пирите и халькопирите. Борнит развивается в виде тонких прожилков мощностью до 10 мм в мелкозернистом халькопирите из кварц-хлоритовых слоев. Пирротин образует единичные мелкие включения в кристаллическом пирите размером до 20 мкм.

Акцессорная минерализация в ритмитах представлена выделениями самородного золота, галенита и разнообразных теллуридов. Самородное золото в халькопирит-пиритовых турбидитах обнаружено в виде включений в зернах кристаллического пирита и в псевдоморфном халькопирите. В халькопиритовых и сфалеритовых обломках, а также в кварц-халькопиритовых прожилках золотины очень редки. Золото в ритмитах отнесено к среднепробной (803–855 ‰) разновидности. По результатам атомно-абсорбционного анализа в сульфидных слоях содержание золота достигает 31.26 г/т, серебра 38.30 г/т, а в кварц-хлоритовых слоях уменьшается до 7.35 и 18.7 г/т, соответственно [1].

В ассоциации с выделениями золота обнаружены мельчайшие образования: колорадоита HgTe, раклиджита $PbBi_2Te_4$, иногда пластинчатых кристаллов теллуровисмутита Bi_2Te_3, изометричных зерен галенита, гессита Ag_2Te, петцита $AuAg_3Te_2$, штютцита Ag_5Te_3 и калаверита $AuTe_2$. В халькопирите из кварц-хлоритовых слоев обнаружены выделения гессита, колорадоита, алтаита, раклиджита, волынскита и клаусталита. Размер выделений самородного золота и теллуридов до 10–20 мкм [1].

Диагениты представляют собой породы, полностью изменившие свой первоначальный облик в результате диагенетических процессов [5]. На Юбилейном месторождении к ним относятся хлорит-кварцевые пелитолиты с прослоями сульфидной минерализации, распространенные на выклинках рудных тел в виде слоев мощностью до 10–20 см, переслаивающихся с сульфидными турбидитами обоих типов. Сульфидная минерализация в них представлена зональными идио- и гипидиоморфными кристаллами пирита, конкреционными образованиями и халькопиритовыми обособлениями размером до 2 мм. Часто ядро конкреций и зерен пирита сложено пористым, тонкозернистым пиритом с включениями халькопирита, сфалерита, гематита и пирротина. Внешняя часть зерен и конкреций сложена гладким зональным пиритом. В халькопиритовых обособлениях отмечаются редкие включения тетраэдрита и сфалерита. Сульфиды приурочены, в основном, к хлоритовым прослоям темно-зеленого цвета мощностью до 1 см. Количество пирита в таких слоях убывает от кровли к подошве, что может указывать на реликтовую градационную слоистость. В хлоритовых слоях присутствуют редкие хлоритизированные гиалокласты размером до 3мм. В кремнистой массе содержатся округлые и овоидные текстуры, напоминающие остатки радиолярий.

Акцессорная минерализация представлена выделениями самородного золота, петцита, теллуровисмутита, гессита, колорадоита и тетраэдрита. Теллуриды и самородное золото приурочены к внешней части конкреций и зерен кристаллического пирита. Тетраэдрит обнаружен в халькопиритовых выделениях. Акцессории образуют изометричные, пластинчатые и ксеноморфные зерна размером 10–20 мкм. Самородное золото диагенитов является самым высокопробным среди всех рассмотренных руд (904-850 ‰).

Выводы. Настоящие исследования на Юбилейном месторождении показали некоторые специфические особенности эволюции кластогенных руд. В ряду сульфидные брекчии – гравелиты – песчаники – ритмиты – диагениты происходит постепенно исчезновение обломков тонкозернистого, колломорфного и дендритовидного пирита с увеличением количества кристаллического незонального пирита. Замещение пирита тонкозернистым псевдоморфным халькопиритом проявлено в оболочках сульфидных труб и во всех кластогенных фациях, кроме диагенитов. Фрагменты друзового и крупнозернистого халькопирита из сульфидных брекчий и гравелитов, в ритмитах сменяютя пирит-халькопиритовыми агрегатами с тонкозернистым строением. Наиболее обогащены тонкозернистым псевдоморфным халькопиритом халькопирит-пиритовые турбидиты, и гораздо меньше пиритовые турбидиты, несмотря на сходность в гранулометрическом составе. Это объясняется наличием в ритмитах гиалокластики, которая снижает кислотность гипергенных растворов и приводит к обогащению слоев халькопиритом [5].

Пробность самородного золота наименьшая в трубах с карбонатным заполнением (731–779 ‰), и более высокая в трубах с кварцем (822–835 ‰). В халькопирит-пиритовых турбидитах (803-855‰) и в диагенитах (850–904 ‰) пробность значительно увеличивается. Самородное золото в трубах в ассоциации с друзовым халькопиритом и сфалеритом, вероятно, гидротермального происхождения, а в песчаниках и диагенитах аутигенное, образованное в процессах диагенеза.

На Юбилейном месторождении теллуриды в трубах ассоциируют с друзовым и псевдоморфным халькопиритом, в брекчиях, гравелитах и турбидитах – с псевдоморфным халькопиритом и кристаллическим пиритом, в диагенитах – с пиритом. В сульфидных трубах и брекчиях теллуриды представлены только теллуровисмутитом, колорадоитом и гесситом. В халькопирит-пиритовых турбидитах имеется наибольшее разнообразие теллу-

ридной минерализации, а в диагенитах обнаружены лишь петцит, теллуровисмутит, гессит и колорадоит. Различная ассоциация теллуридов в разных слоях турбидитов (сульфидные и кварц-хлоритовые слои) и диагенитов (хлорит-кварцевые слои) указывают на то, что их образование связано с диагенетическими процессами, по-разному протекающими в слоях с различным составом сульфидов и соотношением сульфидного и нерудного материала.

Таким образом, можно выделить аллотигенные и аутигенные редкие минеральные ассоциации в изученных обломочных рудах. Аллотигенными акцессорными минералами являются самородное золото, теллуровисмутит и колорадоит, обнаруженные в друзовом халькопирите и сфалерите труб «черных курильщиков». Аутигенные редкие минералы обнаруживаются в псевдоморфном халькопирите, образованному по колломорфному, тонкозернистому и кристаллическому пириту. Такой халькопирит встречается в оболочках сульфидных труб, в брекчиях и дистальных турбидитах. В диагенитах аутигенная минерализация ассоциирует с конкреционным и кристаллическим пиритом.

В первичных гидротермальных рудах Юбилейного месторождения видимое золото концентрируется, в основном, в сфалерите и халькопирите. В сульфидных брекчиях и турбидитах самородное золото находится преимущественно в тонких сростках пирита и халькопирита, в связи с чем могут возникнуть проблемы при его извлечении.

Автор благодарен В.В. Масленникову, Н.Р. Аюповой, Н.П. Сафиной, А.Г. Гладкову и И.А. Блинову за помощь в работе. Работа выполнена при поддержке гранта № 14-5-НП-26, проекта ОФИ № 13-5-012-НЕДРА и 14-05-00630 РФФИ.

Литература

1. *Аюпова Н.Р., Целуйко А.С., Масленников В.В.* Минеральный состав слоистых сульфидных руд Юбилейного медно-цинково-колчеданного месторождения (Южный Урал) // Материалы IX межрегиональной научно-практической конференции «Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий» Уфа: ДизаинПолиграфСервис, 2012. С. 14–17.
2. *Викентьев И.В., Саенко А.Г. и др.,* Минералогические особенности руд медноколчеданного месторождения Юбилейное (Ю. Урал) // Вестник РУДН. Серия Инженерные исследования, 2011. № 1. С. 84–89.
3. *Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В, Херрингтон Р.* Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: ИМин УрО РАН, 2002. 315 с.
4. *Масленников В.В*. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданоносных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 1999. 348 с.
5. *Масленников В. В.* Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.
6. *Масленникова С.П., Масленников В.В.* Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков» (на примере Урала). Екатеринбург–Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.
7. *Прокин В.А., Буслаев Ф.П., Исмагилов М.И. и др*. Медноколчеданные месторождения Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 241 с.
8. *Сафина Н.П., Масленников В.В.* Рудокластиты колчеданных месторождений Яман-Касы и Сафьяновское (Урал). Миасс: УрО РАН, 2009. 260 с.
9. *Серавкин И.Б.* Металлогения Южного Урала и Центрального Казахстана. Уфа: АН РБ, Гилем, 2010. 284 с.
10. *Ярош П.Я* Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М.: Наука, 1973. 239 с.
11. *Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Maslennikova S.P., and Tseluyko A.S.*, Large R., Danyushevsky L.E., Lein A.Yu., Bogdanov Yu.A. Mineral and chemical peculiarities of vent chimneys from the Yubileynoye VMS deposit at the Early Devonian basalt-boninite basement of West

Magnitogorsk arc, the Southern Urals, Russia // Proceedings of the 12 SGA Biennial Meeting. Uppsala, 2013. Vol. 4. P. 1512–1515.
12. *Spadea P, Kabanova LYa, Scarrow J*. Petrology, geochemistry, and geodinamic significance of Mid-Devonian Boninitic rocks frm the Baimak-Buribai area (Magnitogorsk zone, Southern Urals) // Ofiolit, 1998. Vol. 23 (1). P. 17–36.

ДУНИТЫ ИНАГЛИ – КУМУЛЯТЫ КАЛИЕВЫХ ПИКРИТОВ МАССИВА РЯБИНОВСКИЙ ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

Чайка И.Ф.

Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

Центрально-Алданская высококалиевая рудообразующая магматогенная система – это уникальная структура, в которой совмещены последовательно образовавшиеся магматические ассоциации различного состава. Она интересна для изучения как модель формирования различных рудно-магматических систем: от золотоносных (Лебединский узел, Рябиновский массив) до платиноносных (массив Инагли). Актуальность исследования заключается в том, что эта система до сих пор активно изучается, и различные гипотезы ее формирования во многом противоречивы. Ранее выделялась последовательность образования ассоциаций мезозойских магматических пород, в которой дуниты массива Инагли и калиевые пикриты массива Рябиновский отнесены к разным этапам [3]. В некоторых исследованиях дуниты Инагли относят к самостоятельному среднепалеозойскому (кондерскому) интрузивному комплексу, опираясь на Os/Os изотопию по платиноидной минерализации [3]. Однако U-Pb анализ, проведенный А.С. Борисенко, показал, что пикробазальтоиды массива Рябиновский и дуниты Инагли следует относить к одному этапу (125 млн лет) и, следовательно, ставить вопрос об их комагматичности. Решение подобных задач бывает проблематично даже для магм нормального ряда [1]. Эта задача еще более затруднена для щелочных пород. В данном исследовании для ее решения изучались твердофазные раскристаллизованные включения в хромшпинелидах и оливинах, химический состав минералов, химический состав и последовательности кристаллизации пород.

Геологический обзор. Массив Рябиновский (59°40`СШ, 125°50`ВД) расположен в центральной части Ценрально-Алданского рудного района, имеет размеры 5х7 км, состоит из трех последовательно образовавшихся интрузивных тел, главным среди которых является Рябиновский лополит, сложенный эгирин-авгитовыми и фельдшпатоидными сиенитами. Сиениты прорываются дайками и некками калиевых пикробазальтоидов, шонкинит-порфирами, минеттами и микросиенитами. Наиболее ранними породами второго этапа является некки калиевых пикритов [4], которые можно рассматривать не только в качестве родоначальной магмы для шонкинитов и минетт, но и для дунитов, аналогичных тем, что слагают ядро массива Инагли.

Массив Инагли (59°30`СШ, 125°00`ВД), удаленый на 40 км от Рябиновского, представляет собой дунитовый плутон концентрического строения (6-8 км в диаметре) с шонкинитовой и сиенит-пуласкитовой периферической частью, в которой также встречаются хромдиопсид-ортоклазовые пегматиты. Нами исследовались дунит и верлит из центральной части массива, сложенный кумулусным оливином и интеркумулусным хромдиопсидом со шлирами хромита.

Петрография и химический состав изучаемых пород. Калиевый пикрит представляет собой темно-серую породу с порфировой структурой, в которой вкрапленники оливина (0.1-3 мм) погружены в основную мелокозернистую массу, сложенную идиоморфным клинопироксеном, флогопитом и ксеноморфным калишпатом. Широко распространены ксенолиты калишпата из вмещающей породы. Мелкие вкрапленники хромшпинелидов встречаются в основной массе, а также в виде включений в оливине. На основании минералого-петрографических данных установлен следующий порядок кристаллизации пикрита:

1. Cr-хромшипнель + форстерит (центр f=10)+ хризолит (край f=20)
2. Fe-хромшпинель + клинопироксен + флогопит
3. Калишпат + титанит +апатит
4. Баритоцелестин + анальцим.

Подобная последовательность выделялась и в предыдущих исследованиях [4].

Дунит из массива Инагли является оливин-хромитовым кумулятом, интеркумулусный парагенезис представлен клинопироксеном и флогопитом. Для него ряд кристаллизации выглядит так:

1. Cr-хромшпинель + оливин,
2. Клинопироксен + флогопит + магнетит + апатит.

Таблица 1. Химический состав (мас.%) щелочных пикритов массива Рябиновый и дунитов массива Инагли.

	№Проб	SIO2	TIO2	AL2O3	FE2O3	MNO	MGO	CAO	K2O	P2O5	BAO	V2O5	CR2O3	NIO
Пикриты	РБ-20	50,07	0,66	10,26	3,34	0,10	13,51	7,23	6,94	0,65	0,17	0,01	0,14	###
	РБ-23	48,55	0,65	9,85	3,65	0,11	13,94	8,50	7,72	0,64	0,19	0,01	0,12	###
	РБ-25	48,82	0,69	9,59	3,58	0,10	14,38	8,08	6,12	0,69	0,18	0,01	0,15	###
	РБ-32	49,58	0,69	10,00	3,40	0,09	13,57	8,42	6,39	0,69	0,19	0,04	0,14	###
	РБ-53	48,42	0,75	8,64	4,89	0,16	15,03	8,76	6,06	0,81	0,32	0,04	0,00	###
	И55-5-12	49,75	0,74	9,70	9,37	0,14	12,71	8,50	6,55	0,74	0,32	0,03	0,13	0,04
	И-58-12	50,04	0,75	10,68	9,24	0,15	11,11	8,63	5,67	0,72	0,38	0,03	0,11	0,03
		49,32	0,71	9,82	5,35	0,12	13,46	8,30	6,49	0,71	0,25	0,02	0,11	0,03
Дуниты/верлиты	И-21	40,45	0,05	0,39	7,46	0,14	49,22	0,91	0,07	0,02	0,01	#####	0,96	0,24
	И-22	39,66	0,04	0,38	6,97	0,13	50,56	0,43	0,03	0,02	0,01	#####	1,46	0,24
	И-23	39,84	0,05	0,41	9,67	0,17	48,32	0,57	0,25	0,04	0,02	#####	0,30	0,24
	И-32	39,84	0,04	0,35	9,00	0,17	49,09	0,60	0,12	0,03	0,01	#####	0,41	0,17
	И-33	36,22	0,11	0,84	10,50	0,18	46,33	0,24	0,14	0,03	0,02	0,01	5,11	0,19
	И-35	41,76	0,06	1,31	9,80	0,18	43,38	2,37	0,28	0,07	0,01	#####	0,38	0,16
	И-37	40,02	0,03	0,18	8,36	0,17	50,12	0,42	0,03	0,01	####	#####	0,41	0,20
	И-72-12	41,37	0,09	0,56	9,63	0,22	43,19	3,80	0,28	0,05	0,03	#####	0,45	0,17
	И-79-12	40,02	0,09	0,53	10,90	0,20	43,74	2,81	0,25	0,02	0,02	#####	1,13	0,19
		39,91	0,06	0,55	9,14	0,17	47,11	1,35	0,16	0,03	####	#####	1,18	0,20

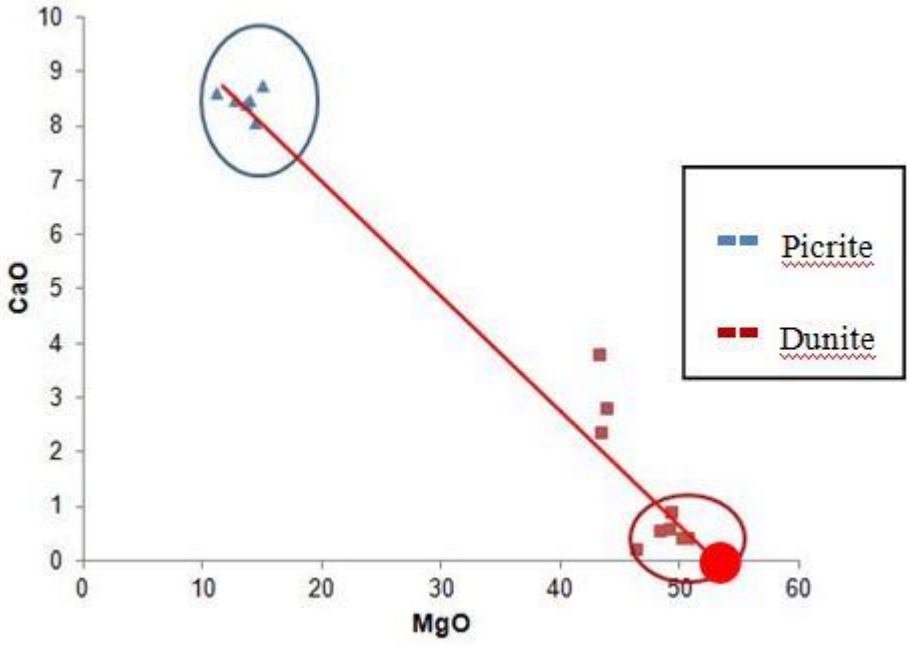


Рис. 1. Соотношение CaO и MgO (масс.%) в изучаемых породах и тренд кристаллизации.

В дуните так же, как и в пикрите, не наблюдался ортопироксен. Хромшпинелиды либо образовывали шлиры (до 1,5 см), либо содержались оливине и в интеркумулусных минералах в виде включений.

С целью оценить химический состав пикритобазальтового расплава и дунитового кумулята в целом, был проведен химический рентгенофазовый анализ 2х образцов калиевого пикрита (не содержащих ксенолитов калишпата) и 9 образцов дунитового керна, также были взяты данные [4] по 5 образцам калиевого пикрита (с ксенолитами калишпата) (табл. 1). По данным RFA железистость дунитов f=7.8, что заметно ниже, чем средняя по оливинам (см. выше). Следует отметить, что соотношения CaO/MgO в обеих породах подчиняются уравнениям регрессии с близкими коэффициентами, и точки на диаграмме CaO/MgO для пикрита и для дунита ложатся на один тренд (рис. 1); следовательно, дуниты Инагли можно было получить осаждением оливинового компонента из расплава щелочных пикритов массива Рябиновский. Три точки, «выскакивающих» за тренд, имеют высокое значение CaO, что соответствует большому количеству интеркумулусного пироксена в образце дунита (по данным керна кумулят варьировался от чисто оливинового и оливин-хромитового до оливин-диопсид-флогопитового, в которых диопсид встречается в виде скоплений). Взаимоотношения таких некогерентнтых компонентов, как P_2O5 и K_2O хорошо приближаются для обеих пород одним и тем же линейным трендом (разброс точек для дунитов есть следствие искажения логарифмической шкалой) (рис. 2). Это свидетельствует о схожем отношении K_2O/P_2O_5 в исходном расплаве дунитовых кумулятов массива Инагли и расплаве щелочных пикробазальтоидов массива Рябиновский.

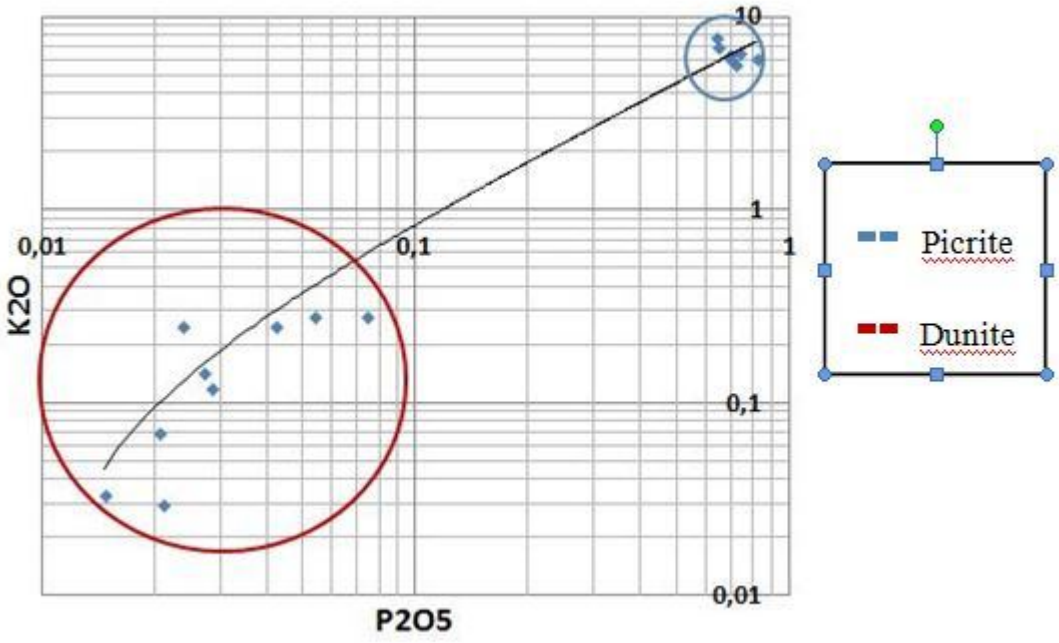


Рис. 2. Соотношение K_2O и P_2O_5 (масс.%) в изучаемых породах; линейный тренд указывает на постоянство их отношения.

Хромшпинелиды и твердофазные включения.

Чтобы получить наиболее полное представление, анализировались как выборки зерен хромишпинели из дробленой породы, так и отдельные зерна в пластинках пород. Анализ, сделанный на микроскопе TESCAN-Mira, показал, что хромшпинелиды калиевого пикрита Рябиновского массива (по выборке) имеют состав: Cr_2O_3 – 54,5%, FeO – 25.2%, MgO – 13,225%, Al_2O_3 – 5.96%, TiO_2 – 0,757%. Изучая распределение хромшпинелидов в породе, удалось установить, что в ходе эволюции возрастала их железистость: к концу кристаллизации оливина в качестве шпинели кристаллизовался хроммагнетит.

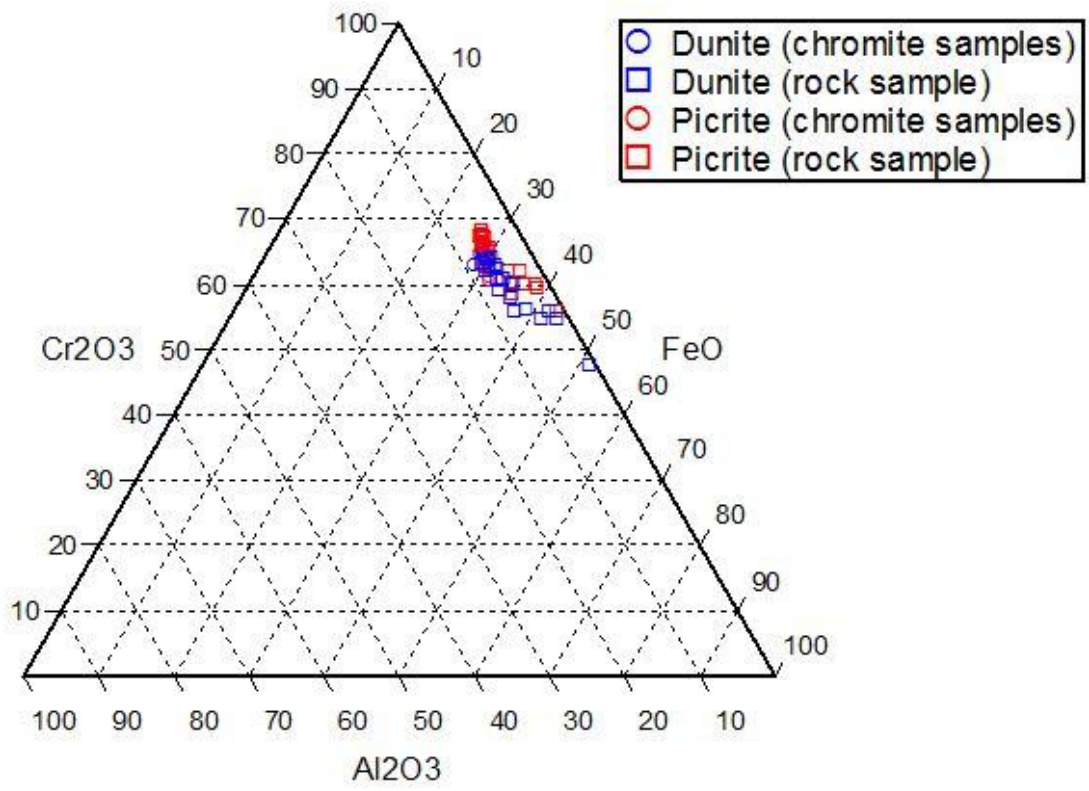


Рис.3. Состав хромитов обеих пород по выборкам (chromite samples) и по пластинкам (rock sample).

Раскристаллизованные микровключения в хромитах состояли из клинопироксена, флогопита (в единичных случаях – биотита). Также отмечались сульфиды (борнит, халькопирит) и апатит. Состав клинопироксена включений варьировался от f=3 до f=8, в отдельных случаях железистость достигала 12 и 16, что связано, вероятно, с «захватом» железа из хромшпинели. Изучение выборки хромшпинелидов дунита Инагли показало, что их состав: Cr_2O_3 – 54.4%, FeO – 24.1%, MgO – 14%, Al_2O_3 – 5,89%, TiO_2 – 0,68%, что очень близко к хромшпинелидам Рябиновского массива. Среди раскристаллизованных микровключений также преобладал клинопироксен и флогопит, часто эти минералы встречались в виде хорошо образованных кристаллов. В составе многокомпонентных включений наблюдались сульфиды (борнит, халькопирит) и апатит. Железистость клинопироксена изменялась от f=3% до f=5.5% с одним крайним значением f=8,6%, что очень схоже с клинопироксенами в хромитах калиевого пикрита.

Вывод: дуниты массива Инагли можно рассматривать как кумуляты оливина и хромшпинели из родоначальной магмы, соответствующей калиевому пикриту массива Рябиновый.

Литература

1. *Изох А.Э., Поляков Г.В., Шелепаев Р.А.* Формационный анализ расслоенных ультрабазит-базитовых ассоциаций и реконструкция геодинамических условий их образования // Геология и геофизика

2. *Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.М.* Центрально-Алданская золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия). // Тихоокеанская геология, 2010, том 29, №2, С. 3-26.

3. *Малич К.Н.* Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов восточной Сибири. Санкт-Петербург: «Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ», 1999, С. 36.
4. *Шарыгин В.В.* Калиевые щелочные пикриты массива Рябинвый (ц. Алдан). // Геология и геофизика. 1993, № 4, С. 60-70.

ХРОМШПИНЕЛИДЫ В ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ СУЩЕСТВЕННО АМФИБОЛОВЫХ ПОРОДАХ (ГОРНБЛЕНДИТАХ?) МЕДВЕДЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КУСИНСКО-КОПАНСКАЯ ИНТРУЗИЯ, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Шагалов Е.С., Холоднов В.В.
Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург

Высокомагнезиальные с хромшпинелидами породы развиты в западной краевой части Медведевского месторождения, в виде отдельных выходов. Однозначно отнести эти породы по составу к одному из магматических типов сложно из-за сильно развитых в них процессов метасоматоза.

Нами проведены исследования нескольких образцов таких пород, по внешнему виду похожих на горнблендиты и меланогаббро, от мелкозернистой до крупнозернистой, иногда с порфировидной (порфиробластовой) структурой. Химический состав этих пород приведён в табл. 1. На TAS-диаграмме породы попадают в поле ультраосновных пикробазальтов. По систематике Schtrekeisen (1967) в координатах Px-Pl-Ol эти породы по составу соответствуют полю оливиновых габбро и габбро-норитов. В отличие от классических горнблендитов, они имеют больше нормативного оливина [5]. По соотношению SiO_2 – сумма щелочей [16] они относятся к пикритам и меймечитам. Все эти образцы резко обогащены хромом (200-910 г/т), содержание которого находится в обратной зависимости от содержаний MgO, коррелируясь с ростом в породах содержаний Ca, Al, P, Ti, щелочей и таких микрокомпонентов как Li, Sc, Ga, Sr, Y, Zr, Hf, Nb, Ba, Pb, Th, а также с ростом содержаний РЗЭ.

Породы состоят из амфибола нескольких генераций, плагиоклаза, хлорита и акцессорных минералов. Центральные зоны крупных кристаллов амфибола (рис. 1 А, Б) выполнены «уралитом» почти без глинозёма (0,88 % Al_2O_3) и очень низкой железистостью - 0,20, который, вероятно, замещает первичный пироксен. «Уралит» обрастает зональной бурозелёной роговой обманкой, состав которой меняется от актинолита до магнезиальной роговой обманки с более высоким и растущим к краям глинозёмом (4,29-8,97 %), железистость при этом увеличивается до 0,25 - 0,30. Внешние зоны выполнены сине-зелёной роговой обманкой с содержанием алюминия до 13,87 % и некоторым его снижением к внешним зонам. Железистость при этом продолжает возрастать до 0,38. Такой же тренд в эволюции амфиболов ранее был установлен в слабо изменённых габбро-норитах Медведевского месторождения, отличный от тренда эволюции состава амфиболов в расслоенной габбро-анортозитовой серии [12]. Межзерновое пространство в этих породах выполнено более мелкими кристаллами магнезиальной роговой обманки, состоящей из двух зон (бурой и сине-зелёной), плагиоклазом и хлоритом (с железистостью около 0,5-0,6). Содержание плагиоклаза в некоторых образцах достигает 15 %, он здесь практически нацело соссюритизирован, внешние зоны определяются как чистый альбит (An_3). Рудные минералы представлены хромитом, ильменитом, титаномагнетитом и сульфидами. Вокруг рудных минералов развивается титанит.

Под электронным микроскопом в породах обнаружена богатая тонкозернистая (до 15 мкм размером) минерализация, представленная цирконом и сульфидами - пиритом, халькопиритом, пирротином, пентландитом, галенитом. Сульфиды часто содержат повышенные концентрации Co (пентландит), Ni и Cu (пирит). Галенит содержит примесь селена (до 1 %).

Важным в рассмотренных породах является находка в ряде образцов (кс-183 и кс-184) кристаллов хромшпинелидов. Ранее на месторождении и в ближайших магматических комплексах хромшпинелиды не были обнаружены [2-4, 10-12].

Хромшпинелиды образуют идиоморфные выделения до 50 мкм, которые собираются в небольшие группы (рис. 1В, Г). Часто они заключены в кристаллах амфибола.

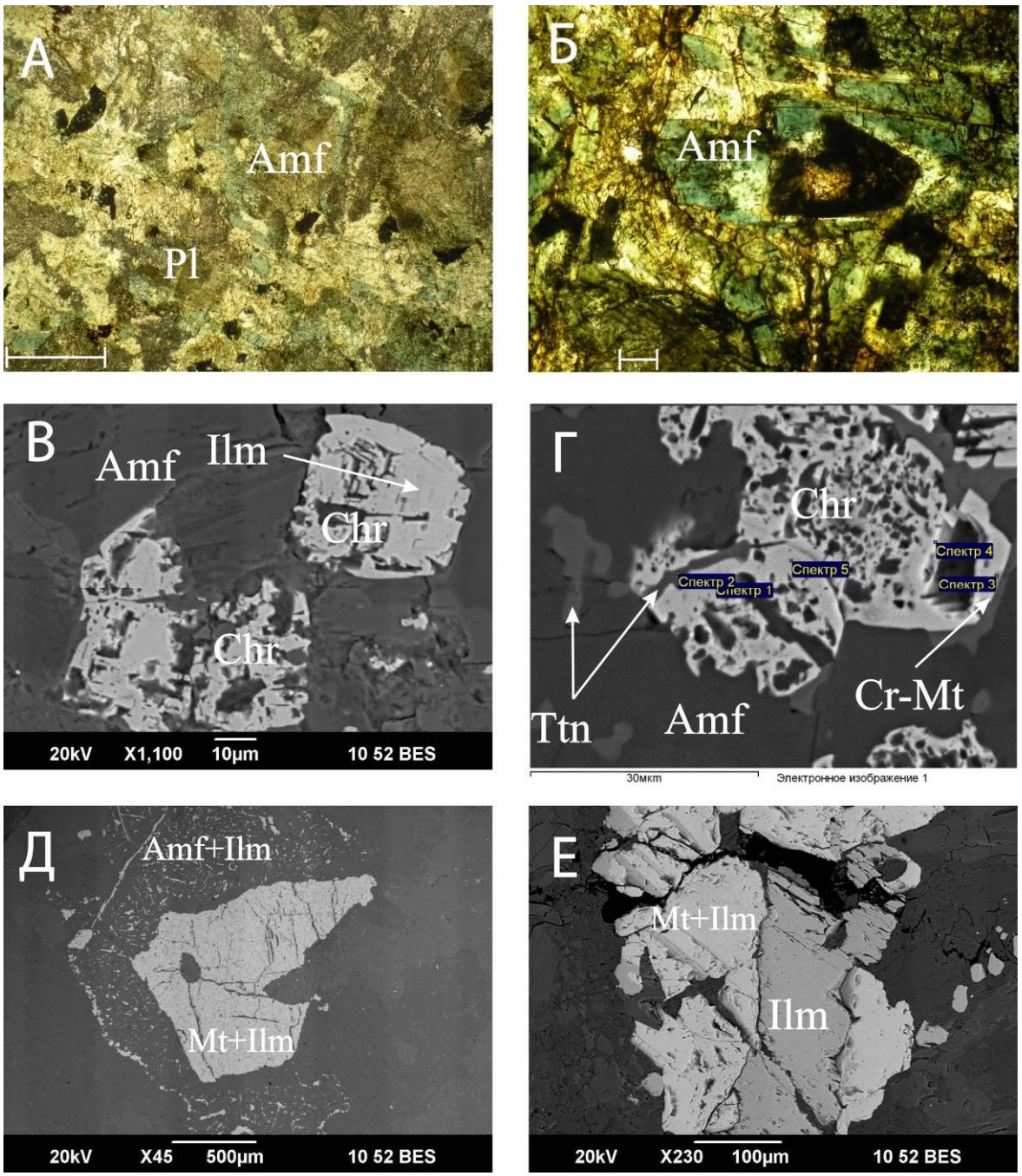


Рис. 1. Минералогия высокомагнезиальных пород (горнблендитов) Медведевского месторождения.

А - плагиоклазовый горнблендит(?), зональное обрастание «уралита» двумя генерациями амфибола, Pl-соссюритизированный плагиоклаз, ник //, масштабный отрезок 1 мм (Кс-183). Б - зональное зерно амфибола, ник //, масштабный отрезок 0,1 мм (Кс - 184). В - зерна хромшпинелида с ламелями ильменита, обратно рассеянные электроны (Кс-183), Г - слабозональные зёрна хромшпинелида, обрастающие титанитом, Cr-Mt –хроммагнетит, изображение в обратно рассеянных электронах, (Кс-184). Д - амфибол с выделившимся по спайности ильменитом в срастании с зерном титаномагнетита, содержащего тонкие ламели ильменита, изображение в обратно рассеянных электронах, (горнблендит Кс-185). Е - Сросток зерна ильменита и титаномагнетита с ламелями ильменита, безплагиоклазовый горнблендит, изображение в обратно рассеянных электронах, (Кс-188).

Таблица 1. Состав высокомагнезиальных пород Медведевского месторождения.

	КС-183	КС-184	КС-185	КС-188		КС-183	КС-184	КС-185	КС-188		КС-183	КС-184	КС-185	КС-188
SiO_2	44.08*	43.43	48.56	44.37	Cu	54.52	195.73	100.44	332.63	Pr	2.39	3.13	1.58	0.55
TiO_2	1.33	1.69	1.08	0.85	Zn	60.84	78.82	40.56	61.93	Nd	10.90	14.49	7.36	2.11
Al_2O_3	11.14	10.42	5.12	6.53	Ga	15.41	17.33	6.22	7.96	Sm	2.75	3.56	1.54	0.41
$Fe_2O_{3общ}$	14.00	15.22	13.97	17.01	Ge	0.33	0.28	0.21	0.31	Eu	1.11	1.24	0.18	0.09
MnO	0.20	0.22	0.21	0.20	As	0.63	0.76	0.15	0.61	Gd	2.95	3.79	1.35	0.37
MgO	14.07	13.84	18.07	19.80	Rb	1.39	2.28	0.73	1.23	Tb	0.44	0.53	0.14	0.06
CaO	11.38	11.39	10.15	7.27	Sr	372.05	242.44	6.20	10.66	Dy	2.53	3.01	0.78	0.31
Na_2O	1.15	0.97	0.15	0.05	Y	9.73	11.80	2.92	1.27	Ho	0.46	0.55	0.14	0.06
K_2O	0.21	0.28	0.05	0.04	Zr	9.38	10.73	1.64	0.42	Er	1.17	1.44	0.37	0.17
P_2O_5	0.16	0.23	0.03	0.08	Nb	1.59	2.57	н/о	0.14	Tm	0.15	0.18	0.05	0.02
п.п.п.	2.10	2.10	2.40	3.60	Mo	0.18	0.32	н/о	0.10	Yb	0.85	1.04	0.32	0.16
Сумма	99.82	99.77	99.78	99.81	Ag	0.09	0.14	0.08	0.16	Lu	0.11	0.13	0.04	0.02
Li	9.74	11.12	2.32	1.78	Cd	0.05	0.06	0.00	0.03	Hf	0.46	0.52	0.11	0.04
Be	0.25	0.39	0.05	0.05	Sn	0.63	0.59	0.22	0.19	W	0.12	0.10	н/о	н/о
Sc	31.22	29.42	15.96	9.62	Sb	0.05	0.04	н/о	0.03	Tl	0.21	0.13	0.34	0.10
V	197.23	241.42	97.59	256.80	Cs	0.05	0.08	0.02	0.02	Pb	4.97	4.11	0.05	0.14
Cr	776.31	910.56	320.42	201.90	Ba	38.45	45.36	26.02	28.48	Bi	0.07	0.05	0.02	0.09
Co	43.64	56.81	38.70	57.71	La	7.74	10.38	4.30	1.94	Th	1.33	1.82	0.60	0.23
Ni	260.88	325.17	135.46	301.58	Ce	17.86	23.92	11.33	4.35	U	0.26	0.40	0.16	0.33

*Оксиды в %, элементы в г/т. Анализы выполнены в ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург.

Таблица 2. Состав хромшпинелидов Медведевского месторождения.

	Cr_2O_3	Al_2O_3	TiO_2	FeO	MgO	MnO	ZnO	V_2O_5	SiO_2	CaO	Итог
1к	40.7	9.42	0.51	43.9	0.22	1.85	2.31	0.37	0.41	0.3	100
1ц	42.89	8.97	1.14	41.35	0.48	1.37	2.48	0.2	0.87	0.26	100
2ц	43.56	8.81	0.48	42.68	0.11	1.36	2.05	0.51	0.43	-	100
3ц	40.17	9.03	0.54	45.37	0.39	1.57	2.32	-	0.31	0.3	100
3к	43.06	9.06	0.25	42.8	0.18	1.62	1.97	0.63	0.44	-	100
4к	38.64	8.5	3.17	37.3	0.42	1.36	2.09	-	5.85	2.69	100
4ц	42.31	9.92	1.33	39.49	1.24	1.67	2.13	-	1.91	-	100
5ц	42.43	8.33	0.3	42.51	0.41	1.83	2.83	0.26	0.71	0.38	100
5к	21.99	4.43	0.3	66.22	0.97	0.93	1.07	0.23	2.75	0.6	100
6к	44.08	7.76	0.89	39.33	0.79	1.35	1.89	0.82	2.32	0.39	100
6ц	40.37	6.69	4.78	42.65	0.1	1.63	1.84	1.32	0.33	0.28	100

1-5 - кс-183, 6 - кс-184; ц - центр зерна, к - край зерна. Измерения выполнены на электронном сканирующем микроскопе JSM-6390LV, с ЭДС-приставкой INCA X-Max в лаборатории ФХМИ Института геологии и геохимии УрО РАН. Все анализы приведены к 100 %.

Внутренняя часть кристаллов корродированна, в них редко наблюдаются ламели ильменита (рис. 1В), по трещинам и вокруг индивидов развивается титанит (рис. 1Г). Химическая зональность очень слабая (табл. 2), к краям нарастает содержание Fe и Al, падает Cr, Ti, Mg, Zn. По классификации Н.В. Павлова (1949) данные хромшпинелиды изменяются от субферриалюмохромита в центре до ферриалюмохромита и субалюмохроммагнетита в самых краевых частях зёрен (рис. 2б). Обращает на себя внимание их высокая железистость ($Fe^{2+}/Mg+Fe^{2+}$ до 0,99) и повышенное содержание цинка (ZnO до 2,83 %) и низкое MgO (до 1,24 %). Эти параметры могут указывать на метасоматическую природу хромшпинелидов.

Как известно, при метасоматозе и метаморфизме в хромшпинелидах происходят различные изменения. Так, по данным В.Н. Сазонова (1978), на примере золоторудных и титаномагнетитовых месторождений установлено, что при температуре 600-725º С в условиях щелочной среды происходит привнос в породы Ca, Si, Al, Fe, Ti. Хром при этом выносится, поскольку хромит при таких условиях неустойчив. Экстракция и перенос хрома происходит в виде хлоридных комплексов $[CrCl_6]^{3-}$. При реакции с породами происходит ощелачивание хлоридного флюида, а нейтральное pH вызывает переход хрома и алюминия из подвижного состояния в инертное и совместную их кристаллизацию. Этот процесс наблюдается в породах и рудах кусинско-копанского комплекса, где поздние кристаллизующиеся фазы (амфиболы, хлорит, рудные минералы, в первую очередь титаномагнетит в массивных магнетит-ильменитовых рудах) обогащены Al и Cr, за счёт их удержания во флюиде хлором и общей высокой флюидонасыщенностью расплавов.

Однако, возможно, что данный состав хромшпинелидов связан с отжигом этих высокомагнезиальных пород при PT-условиях близких эпидот-амфиболитовой фации, при которых происходит вынос из первичных хромитов только Al и Mg, т.е. шпинелевых компонентов, в тоже время концентрация хрома не меняется либо возрастает [9]. Исходя из данных Evans B.W. и Frost B.R. (1975), метаморфизованные при среднеуровневых PT-параметрах хромиты должны быть более железистыми. Эти две теории всё же предполагают присутствие первичного хромита в породе и, таким образом, возникает вопрос о принадлежности данных хромшпинелидов определённым геологическим формациям. На графиках рис. 2 хромшпинелиды Медведевского месторождения близки хромитам из крупных стратиформных интрузий, отличаясь от них лишь пониженной магнезиальностью. Это, по-видимому, вызвано изменением пород при процессах постмагматического метасоматоза (автометасоматоза).

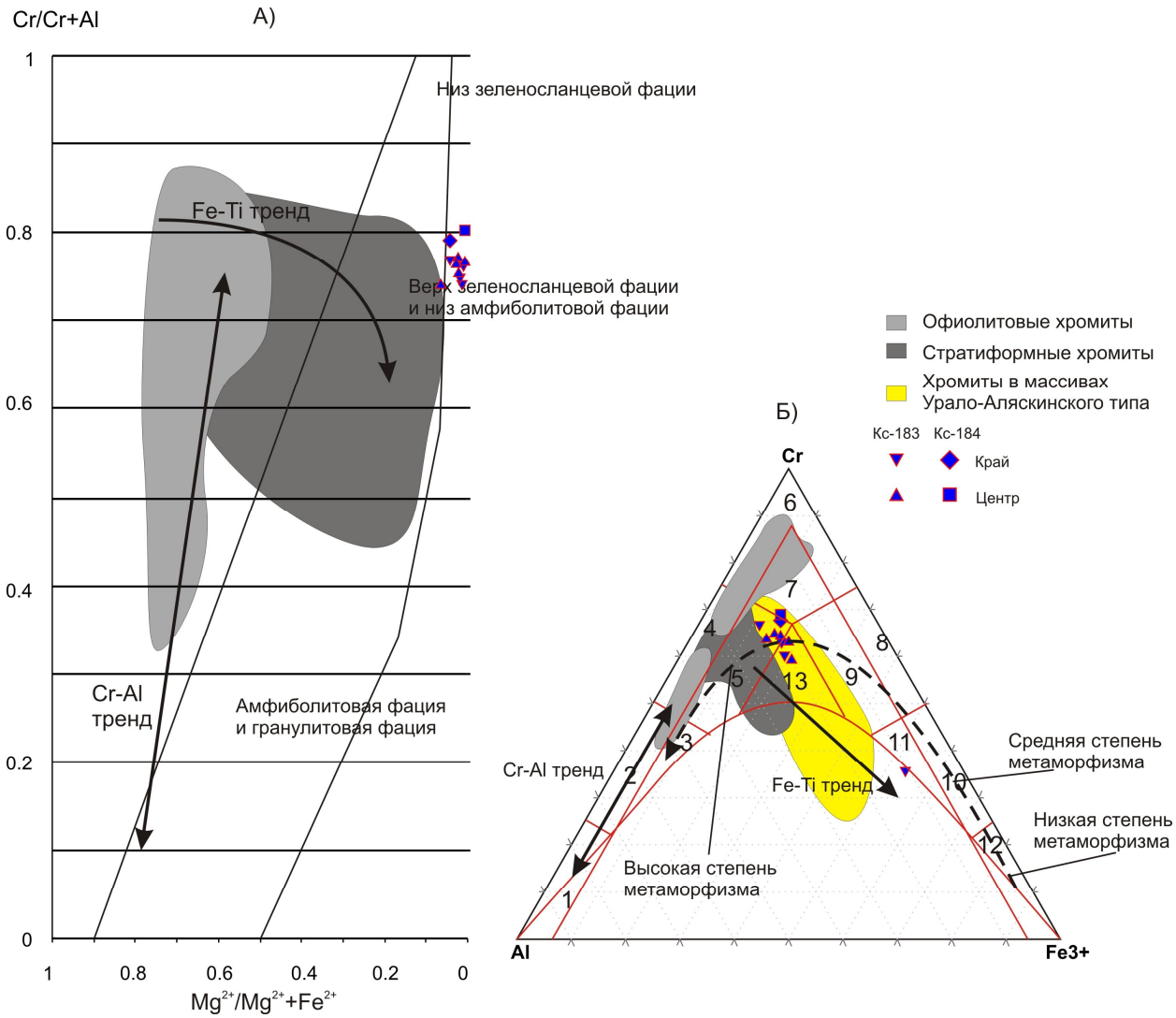


Рис. 2. Составы хромшпинелидов из пород Медведевского месторождения на диаграмме $Mg^{2+}/(Mg^{2+}+Fe^{2+})$ / Cr/(Cr+Al) и классификационной диаграмме Н.В. Павлова [6]. Тренды и поля на диаграммах по [13 - 15]. Поля: 1 - пикотит; 2 - хромпикотит; 3 - субферрихром-пикотит; 4 - алюмохромит; 5 - субферриалюмохромит; 6 - хромит; 7 - субферрихромит; 8 - феррихромит; 9 - субалюмоферрихромит; 10 - хроммагнетит; 11 - субалюмохроммагнетит; 12 – магнетит,13 – ферриалюмохромит.

Выводы

Можно рассматривать два механизма образования данных пород: 1) породы являются результатом первичной кумуляции оливина и пироксена в базальтовом расплаве, единого для всех серий пород Медведевского массива и месторождения, с последующей автометасоматической их переработкой при высокой активности хлоридно-водного флюида, 2) внедрение поздних высокомагнезиальных (пикритовых) расплавов с высоким содержанием хрома в ещё горячее и пластичное тело Медведевского габбрового массива.

Наличие хромитовой минерализации, впервые описанной нами среди пород, слагающих Медведевской массив кусинско-копанского интрузивного комплекса, косвенно подтверждает высказанную А.А. Алексеевым с соавторами (1992) идею о наличии на глубине очень крупного стратифицированного базит-ультрабазитового массива, содержащего крупное комплексное хром-никелевое оруденение.

Авторы выражают благодарность за предоставленные образцы Г.Б. Ферштатеру и С.В. Прибавкину. Исследования проведены при финансовой поддержке программы Президиума РАН № 27 (проект 12-П-5-2015) и совместной программы УрО, ДВО и СО РАН (проект 12-С-5-1022).

Литература

1. *Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г.* Кусинско-Копанский расслоенный интрузивный комплекс: новые данные, представления и перспективы: Припринт доклада Президиума Башкирского научного центра УрО РАН. Уфа. 1992. 20с.
2. *Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалёв С.Г.* Дифференцированные интрузии западного склона Урала. Уфа: Гилем, 2003. 171 с.
3. *Долгов В.С., Середа М.С., Козлов А.В.* Минералы Златоустовского Урала. Златоуст: ООО «ФотоМир», 2007. 208 с.
4. *Бочарникова Т.Д., Прибавкин С.В., Холоднов В.В., Воронина Л.К.* Хегбомит из ильменит-магнетитовых руд Кусинского массива (Южный Урал) // Записки Российского Минералогического общества. 2005. № 2. С. 84-90.
5. *Готтман И.А.* Горнблендиты дунит-клинопироксенит - габбровых комплексов Урала: петрология и генезис / Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ООО “ИРА УТК”. 2014. 23с.
6. *Павлов Н.В.* Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. ин-та геол. наук. Сер. руд. месторождений. 1949. Вып.103. №3. 88 с.
7. Петрологический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 194 с.
8. *Сазонов В.Н.* Хром в гидротермальном процессе (на примере Урала). Наука. 1978. 286с.
9. *Спиридонов Э.М., Барсукова Н.С., Бакшеев И.А. Плетнев П.А., Серёдкин М.В.* Процессы преобразований первичных хромшпинелидов гипербазитов Нуралинского, Баженовского, Карабашского, Сарановского массивов, мелких тел Березовского и Гумбейского месторождений Урала // Материалы Уральской летней минералогической школы - 97, Екатеринбург: УГГГА 1997. С. 23-27.
10. *Степанов С.Ю., Алексеев В.И.* Результаты исследования цинковых шпинелей с некоторых месторождений Южного Урала // XIX Всероссийская научная конференция «Уральская минералогическая школа-2013» посвященная минералогии, петрографии и геохимии метасоматических процессов. Сборник статей студентов, аспирантов, научных сотрудников академических институтов и преподавателей ВУЗов геологического профиля. Екатеринбург: Изд. ИГГ УрО РАН, 2013.С. 144-149.
11. *Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В. Бородина Н.С.* Условия формирования и генезис рифейских ильменит-титаномагнетитовых месторождений Урала // Геология рудных месторождений. 2001. Т.43. № 2. С. 112-128.
12. *Холоднов В.В., Бочарникова Т.Д., Шагалов Е.С.* Состав, возраст и генезис магнетит-ильменитовых руд среднерифейского стратифицированного Медведевского массива (кусинско-копанский комплекс Южного Урала) // Литосфера, 2012, № 5. С. 145–165.
13. *Barnes S.J., Roeder P.L.* The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // Journal of Petrology. 2001. Vol. 42, № 12, P. 2279–2302.
14. *Evans B.W., Frost B.R.* Chrome-spinel in progressive metamorphism: A preliminary analysis // Geoch Cosmoch Acta. Vol. 39. 1975. P. 959-972.
15. *Hancock K.D.* Ultramaflc ascciated chromite and nickel occurrences in British Columbia. Victoria, British Columbia, Canada, March 1991, 62p. Open File 1990.27 http://www.empr.gov.bc.ca/Mining/Geoscience/PublicationsCatalogue/OpenFiles/1990/Documents/OF1990-27.pdf
16. *Le Bas M.J.* IUGS Reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks // Journal of Petrology. 2000. Vol. 41. № 10. P. 1467-1470.
17. *Shtrekaizen A.L.* Classification and nomenclature of igneous rocks. (Final report of an inquiry) // Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Abhandlungen. 1967. Vol. 107. P. 144-240.

УРАЛЬСКИЙ ГОРНЫЙ ИНЖЕНЕР ПЕТР ДОРОШИН – ПЕРВООТКРЫВАТЕЛЬ ЗОЛОТА АЛЯСКИ

Шпикерман В.И., Шпикерман Е.В.
ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург

Урал – колыбель горного образования в России. По Указу Петра I в 1709 открыто первое в России специальное учебное заведение горно-металлургического профиля в Нижнем Тагиле. Сегодня это Нижнетагильский горно-металлургический колледж имени Е. А. и М. Е.Черепановых. Также при Петре I в 1724 году в Екатеринбурге на базе школы Уктусского казенного завода организована первая горнозаводская школа, ставшая крупным учебным комплексом подготовки кадров для горнозаводской промышленности Урала. Ныне – это Уральский государственный колледж им. И. И. Ползунова в Екатеринбурге. Первый в России горный ВУЗ - Санкт-Петербургское горное училище - был образован в 1774 году по инициативе уральских рудопромышленников. Одним из первых, после столичного Санкт-Петербурга, появился горный ВУЗ и в Екатеринбурге. В этом году мы отмечаем 100-летие Уральского горного университета – крупнейшей кузницы горняков и геологов России и не только России.

Выдающаяся роль Урала в горном образовании вполне закономерна. Урал – регион высокой горной культуры, сформированной здесь в XVIII-XIX веках. Горный инженер Петр Петрович Дорошин (1823-1875) - один из тех, кто формировал горную культуру Урала. На Урале он работал с 1860 по 1865 годы сначала управляющим Нижне-Туринского завода и Горноблагодатских золотых приисков, а затем управляющим заводами Кнауфской горной компании. Вся жизнь этого человека связана с горным делом и геогнозией. Он был награжден многими орденами Российской империи, дослужился до генеральского чина действительного статского советника, однако на родине в России о нем знают сейчас меньше чем за рубежом. О нем помнят в Соединенных Штатах Америки, так как он по праву считается первооткрывателем золота Аляски.

Петр Дорошин прибыл в Русскую Америку в 1847 г. по заданию Корпуса горных инженеров для геогностических исследований, поисков строительных материалов и каменного угля. Стройматериалы и уголь были крайне необходимы Российско-Американской компании для строительства Новоархангельского порта и для обеспечения топливом пароходов. В Новоархангельск (ныне г. Ситка, США) Дорошин прибыл весной 1848 г. и вскоре отправился на реку Кенай (Kenai River) одноименного полуострова, где летом того же года впервые обнаружил знаки золота в аллювии. В декабре 1848 г. в Новоархангельск пришло известие о богатейших россыпях золота в Калифорнии. Дорошину было поручено возглавить экспедицию в Калифорнию на р. Сакраменто. Была опробована россыпь на притоке Сакраменто реке Юбе. Содержание золота в аллювии в современных единицах измерения превышало 25 г/м^3 [1]. Богатство россыпей Калифорнии вдохновило российского инженера на продолжение поисков золота на Аляске. Он возвращается на р. Кенай. Разведочные работы продолжались два сезона (1850 и 1851 гг.). Доставка оборудования и провизии на 100 км вглубь Кенайского полуострова потребовали много сил и времени. В течение двух сезонов собственно на разведку пришлось менее четырех месяцев. Были пройдены шурфы в долинах южных притоков реки Кенай (по речкам Скилак, Купер, Рашн). Везде находились знаки золота, но содержание в пробах не превышало 1 г/м^3. Российско-Американская Компания в основном занималась заготовками пушнины и морского зверя и не была заинтересована в дальнейших поисках золота. Работы были остановлены.

Впоследствии в своей статье в Горном журнале Дорошин писал, что для удачных поисков «необходимо, чтобы разведочная партия имела наибольшую подвижность, или же, чтобы было несколько партий. Но в бытность мою в Америке ни тому, ни другому условию удовлетворить колонии не могли.» [2, стр. 282]. Там же Дорошин пишет: « …

скудные результаты охладили г. главного правителя колонии к золоту: он прекратил поиски. А это совершенно отняло у меня средства к открытию стоящих к разработке россыпей, но не потушило надежды, что может явиться здесь другой инженер и по проложенной уже тропе, с обширными средствами, будет счастливее меня. Разумеется, тогда никто не вспомнит о человеке, впервые открывшем золото в стране, где нет чудских копей, не было глухого тетерева с золотым самородком в желудке, где туземцы не имеют даже слова для названия благородного металла» [2, стр. 280-281].

Российская империя не воспользовалась сделанными Петром Дорошиным открытиями. По проложенной им тропе пошли граждане другой страны. Полученные на р. Кенай данные послужили первой точкой отсчета будущих открытий россыпного и коренного золота, сделанных уже американскими геологами и проспекторами. Обнаруженное российским инженером золото, как выяснилось впоследствии, было частью протяженного золотоносного пояса, протянувшегося вдоль южного побережья Аляски: золоторудно-россыпные зоны Чугач Маунтинс, Баранов, Джуно. Именно там, где было обнаружено первое россыпное золото, впоследствии были отработаны многочисленные россыпные месторождения (россыпной район Хоуп), среднее содержание золота в которых было практически такое же, что и в пробах Петра Дорошина. Более двухсот тонн золота добыто из коренных месторождений. Здесь уместно упомянуть замечание П.П. Дорошина о благоприятных признаках коренных источников россыпей в той же статье в Горном журнале: « … если найден золотоносный нанос, то вероятно существуют и россыпи этого металла. Это заключение, равно как и замечательное развитие глинистого сланца с жилами диорита в горах, из которых бежит река Ка-ктну (Кенай) были причиной разведок моих в вершинах этой реки» [2, стр. 281]. Талантливый геолог Петр Дорошин уже тогда предвидел, где, в каких породах, могут быть коренные источники золота, создавал модель будущих рудных месторождений золота. В качестве примера, подтверждающего его предвидение, приведем краткое описание коренного золоторудного месторождения Аляска-Джуно.

Месторождение Аляска-Джуно – наиболее крупное месторождение золоторудно-россыпной зоны Джуно. За все время эксплуатации (1869-1944 гг.) здесь было добыто 108 т. золота. Месторождение локализовано в крутопадающей на северо-восток толще верхнетриасовых черных углеродистых глинистых сланцев и филлитов, в лежачем (юго-западном) боку которой залегает крупный силл хлоритизированных и амфиболитизированных диоритов и габбро (метагабброиды). Небольшие силлы метагабброидов присутствуют и в самой сланцевой толще. Мощность толщи 500-800 м. Её верхний (северо-восточный) контакт - тектонический. По взбросу Сумдум сланцы здесь приведены в соприкосновение с роговиками, мраморами и гранитами Берегового плутоно-метаморфического комплекса. Золотое оруденение связано с зонами послойных и кососекущих кварцевых и анкерит-кварцевых прожилков и гнезд в сланцах и филлитах. Общая протяженность прожилковой системы - 5,6 км, средняя мощность - 600 м. Кроме сланцев и филлитов, прожилковые зоны с золотом часто проникают и в силлы метагабброидов. Минеральный состав руд: самородное золото, пирит, пирротин, арсенопирит, галенит, в незначительном количестве – сфалерит, халькопирит. В общем, это типичное месторождение золото-кварцевой формации в черных углеродистых сланцах и жильных гипабиссальных интрузиях среднего и основного состава.

Не стоит сожалеть о том, что сделанное Петром Дорошиным открытие не было подхвачено русскими рудознатцами и промышленниками, и о том, что Аляска стала одной из крупнейших золотоносных провинций мира благодаря усилиям и предприимчивости не русских, а американцев. Не до того было России в середине XIX века. Российскими геологами на нынешних просторах родного Отечества открыто много золоторудных месторождений такого же типа, как описанное выше месторождение Джуно, месторождений куда более крупных и не менее богатых. Однако к освоению многих из них мы не можем приступить и в 21 веке.

К счастью, не подтвердилось предположение Петра Дорошина о том, что никто о нем не вспомнит. Американские геологи и горнопромышленники высоко оценили роль российского горного инженера, внеся его в почетный список выдающихся пионеров освоения недр Аляски. Его имя увековечено в Аляскинском горном Зале Славы. На Аляске его именем названы озеро, ледник, бухта озера Скилак, улица в городе Анкоридж. Благодарной памяти этот человек заслуживает и в профессиональном сообществе нашей страны. Ни на Аляске, ни в России пока не удалось найти ни одной фотографии Петра Дорошина. Авторы надеются на содействие уральских геологов и краеведов в сборе материалов уральского периода деятельности Петра Дорошина (1860-1865 гг.). Полезные документы могут находиться в областном и краевом архивах Екатеринбурга и Перми.

Литература

1. *Дорошин П.П.* Золото в Верхней Калифорнии // Горный журнал, 1850. Ч. 1. Кн. 2. С. 132 - 162.
2. *Дорошин П.П.* Несколько подробностей о распространении золота в русских североамериканских владениях // Горный журнал, 1866. Ч. 1. С. 277 - 282.

СТРОЕНИЕ И ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ПОЛЯ АЛЕКСАНДРОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Юминов А.М., Зайков В.В., Муфтахов В.А., Анкушев М.Н.
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

Александровское золоторудное поле находится в пределах 1–3 км северо-западнее одноименного поселка (Кизильский р-н, Челябинской обл.) и располагается на южном фланге Гумбейской островодужной зоны девонского возраста [5, 9]. Оно приурочено к r андезито-базальтовой толще гумбейской свиты близ контакта с вышележащими кремнисто-терригенными породами новобуранной свиты (рис. 1).

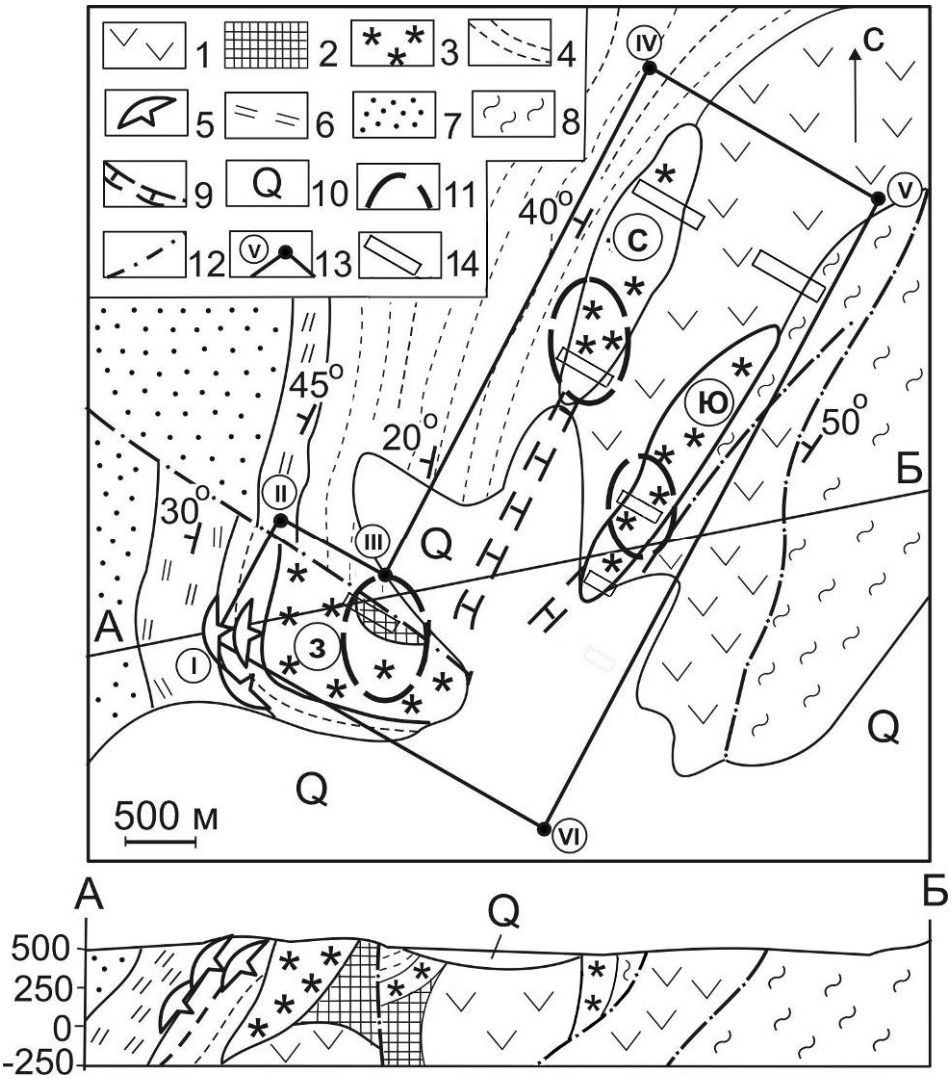


Рис. 1. Схема геологического строения Александровского золоторудного поля (составили В.В. Зайков, А.М. Юминов).

1 – андезибазальты, вулканогенно-обломочные породы гумбейской свиты (D_2gm_1), 2 – метасоматиты серицит-кварцевые сульфидизированные, 3 – золотоносные зоны: Ю – Южно–Александровская, С – Северо–Александровская; З – Западно–Александровская; 4–7 – новобуранная свита (D_2nb): 4 – алевролиты, 5 – гематит-кварцевые постройки (внемасштабный знак), 6 – яшмы, 7 – песчаники; 8 – базальты и силициты; 9 – предполагаемое положение кровли рудоносного горизонта в депрессии, заполненной четвертичными отложениями; 10 – четвертичные отложения; 11 – главные разломы; 12 – разломы; 13 – контур участка поисково–оценочных работ; 14 – местоположение канав.

В пределах поля выделены три линзовидные золотоносные зоны, насыщенные проявлениями бурых железняков, в том числе баритсодержащих. Они фиксируются данными литогеохимической съемки по вторичным ореолам рассеяния. Северная зона выделена по комплексной литогеохимической аномалии Cu+Ba [10], южная – по элювиальной россыпи [Масленников и др., 1999ф]. С этими зонами совпадают аномалии ВП, фиксирующие прожилково-вкрапленную сульфидную минерализацию [8].

Детально участок изучался в 1965–1976 гг. при проведении поисков специалистами Челябинской геолого-разведочной экспедиции с надеждой на выявление колчеданных залежей. В комплекс работ входили литогеохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния и буровые скважины, которыми были вскрыты зоны прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации. Максимальное содержание золота в бурых железняках и сульфидизированных породах – 1.2 г/т.

В 1992–2004 гг. уточнена геологическая позиция золотоносных зон и проведено их изучение с применением линий канав, пройденных Александринской горнорудной компанией [2, 6]. В продуктах окисления получены содержания золота до 8 г/т. При изучении россыпи золота, приуроченной к Южной зоне, были выявлены неокатанные выделения золота размером до 1.2 см, что четко свидетельствует о перспективах рудного поля на коренное золото.

В 1994–2004 гг. на участке исследовались флюидные включения в гематит-кварцевых постройках в низах новобуранной свиты. Установлено их сходство по составу растворов с кварцевыми жилами золотоносных зон, что послужило основанием для выделения золотоносной гидротермальной системы Лисьи Горы [3], охватывающей Александровское золоторудное поле.

Строение золотоносных зон. Северная и Южная зоны имеют северо–восточное простирание, причем южные фланги перекрыты четвертичными отложениями. Западная зона образует периклинальное замыкание антиклинали и в целом имеет северо-западное простирание. Она отделена от Северной и Южной зон депрессией шириной 1–1.5 км, заполненной четвертичными отложениями. По южному фасу депрессии проходит разлом северо-западной ориентировки, которым ограничен замок складки. Приподнятым является южный блок, амплитуда перемещения составляет около 500 м. Предполагается, что депрессия перекрывает южные фланги Северной и Южной золотоносных зон.

В центральной части Северной золотоносной зоны развиты продукты окисления прожилково-вкрапленных сульфидных руд (бурые железняки, охры, сыпучки), а по периферии – в разной степени лимонитизированные породы.

Зона окисления, вскрытая канавами, представлена красно- и пестроцветными глинистыми продуктами с гетитовым, гематитовым и тодорокитовым обохриванием. Цвет материала связан с интенсивностью минерализации. На отдельных участках в глинах присутствует обломки бурых железняков размером от первых см до 10–15 см в поперечнике. В минеральном составе бурых железняков обычен гетит, реже гематит и барит. Последний образует пленчатые и прожилковидные выделения. В составе глин преобладает каолинит. Глины пронизаны сетью прожилков и содержат гнездовую вкрапленность гематита черного цвета. Возможно, эти прожилки наследуют черты прожилковой сульфидной минерализации. Ориентировка прожилков хаотическая. Участками наблюдается также обохривание черного цвета, обусловленное тодорокитом (?). Характерной особенностью глинистого материала является обилие галлуазита, образующего волокнистые нарастания на трещинах. Пестроцветные глины образуют отдельные тела мощностью 10–25 м, разделенные нерудными интервалами, и фиксируются на протяжении 250–300 м. На периферии изучаемой зоны наблюдается постепенное уменьшение интенсивности минерализации. Реликты первичных структур вмещающих андезибазальтов отмечаются крайне редко.

Для зоны более характерны кварцевые жилы, образующие на вершинах гряд развалы длиной до 10–15 м, либо фиксирующиеся в виде реликтов в глинистом материале. Мощность жил от 1–3 см, в отдельных случаях до 30 см. Мелкие жилы часто группиру-

ются в отдельные рои мощностью 1-2 м, содержащие несколько субпараллельных тел. Текстура кварца массивная, реже мелкоблочная, иногда с друзовыми полостями. Цвет светло-серый, местами отмечены молочно-белые полосы. По поверхности минерала фиксируются значительные выделения гидроксидов железа, что может свидетельствовать о первичном сульфидном оруденении жил. Наиболее крупные жилы сопровождаются метасоматитами, в составе которых в различных количествах присутствуют серицит, хлорит, полевой шпат и кварц. В некоторых обнаружены псевдоморфозы лимонита по кристаллам пирита кубической формы размером 1–3 мм. Общая мощность зоны в северной части рудного поля вместе с охристыми породами и бурыми железняками 35 м.

Гефизические аномалии. Аномалии ВП были выделены в результате геофизических и геолого-поисковых работ [8]. Они были подсечены рядом широтных и меридиональных профилей. На участке выделено три аномальные зоны: ВП-3-64, ВП-5-64 и ВП-6-64. Они имеют несколько вытянутую в меридиональном направлении форму и максимальная интенсивнось $з_к$ составляет 6.3%. Значения $с_к$ в аномальной зоне изменяются от 600 Омм на юге до 300 Омм на севере участка.

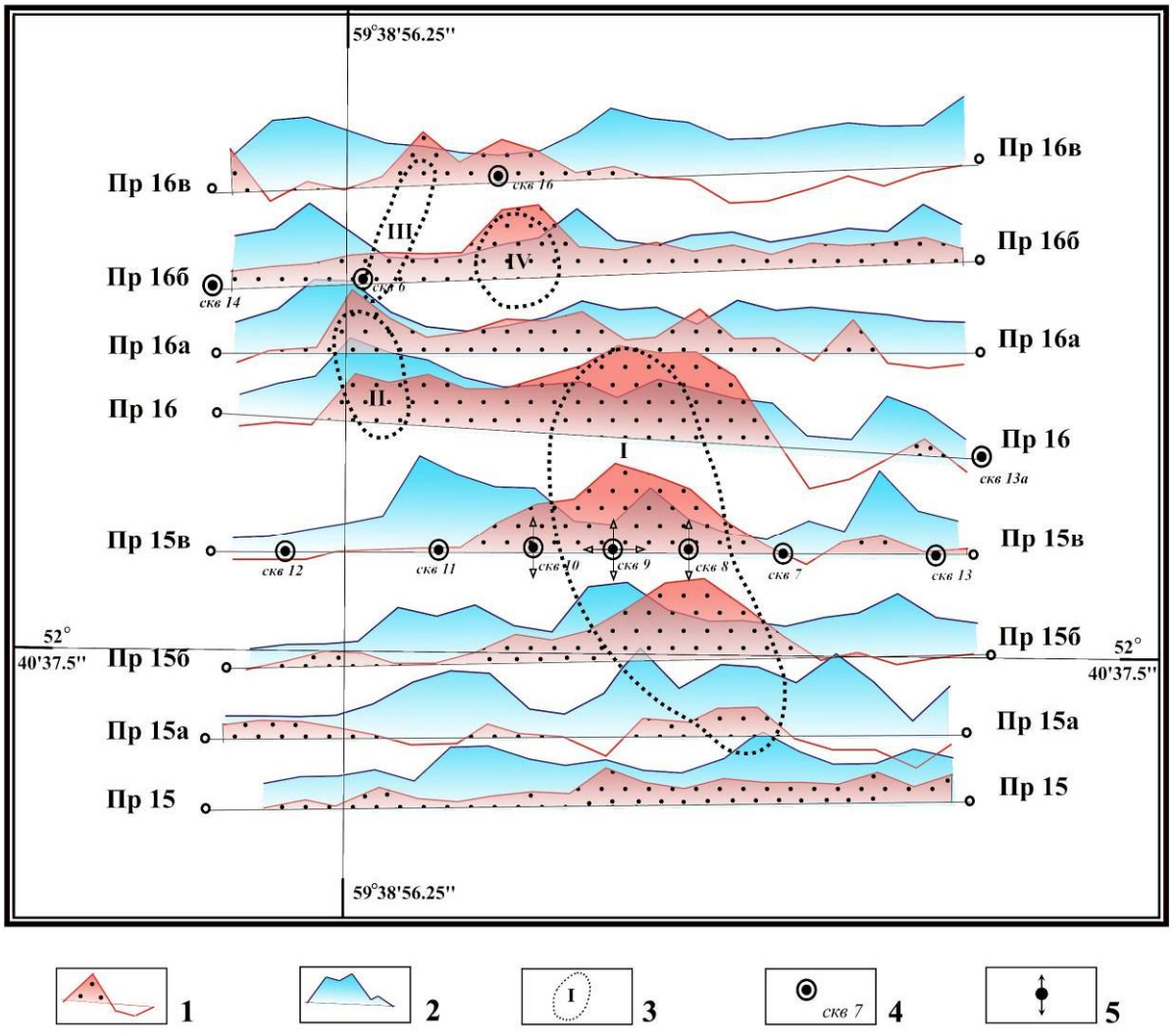


Рис. 2. План графиков $з_к$ и $с_к$ по аномалии ВП-3-64 (по материалам Г.Ю. Черныша и др., 1966).
1 – график $з_k$, уровень 2 %; 2 – график $с_k$; 3 – предположительные контуры возмущающихся объектов; 4 – местоположение и номер картировочных скважин; 5 – точки ВЭЗ ВП.

Наиболее изученной является аномальная зона ВП-3-64, расположенная в 3 км севернее пос. Александровка. В ее центральной части были поставлены 3 точки ВЭЗ-ВП.

Аномальная зона имеет размеры 900х600 м и северо-северо-западного простирания и хорошо отражена на плане графиков $з_к$ (рис. 2). Всего на участке выделено 4 возмущающих объекта. Наиболее крупный из них имеет размер 450х250 м и расположен в центре участка. Максимальная интенсивность 6.3 %.

Результаты наблюдений ВЭЗ-ВП представлены вертикальными разрезами изолиний $з_к$ и $с_к$ (рис. 3). По характеру изменения $з_к$, верхняя кромка возмущающего объекта находится на глубине порядка 35–40 м [8]. Можно предположить падение объекта на запад. В этом же направлении происходит увеличение удельного сопротивления пород (разрез $с_к$), что объясняется сменой разрушенных отложений коры выветривания коренными, более плотными и менее водонасыщенными. Этим же можно объяснить и повышенные значения поляризуемости объекта в верхней части разреза.

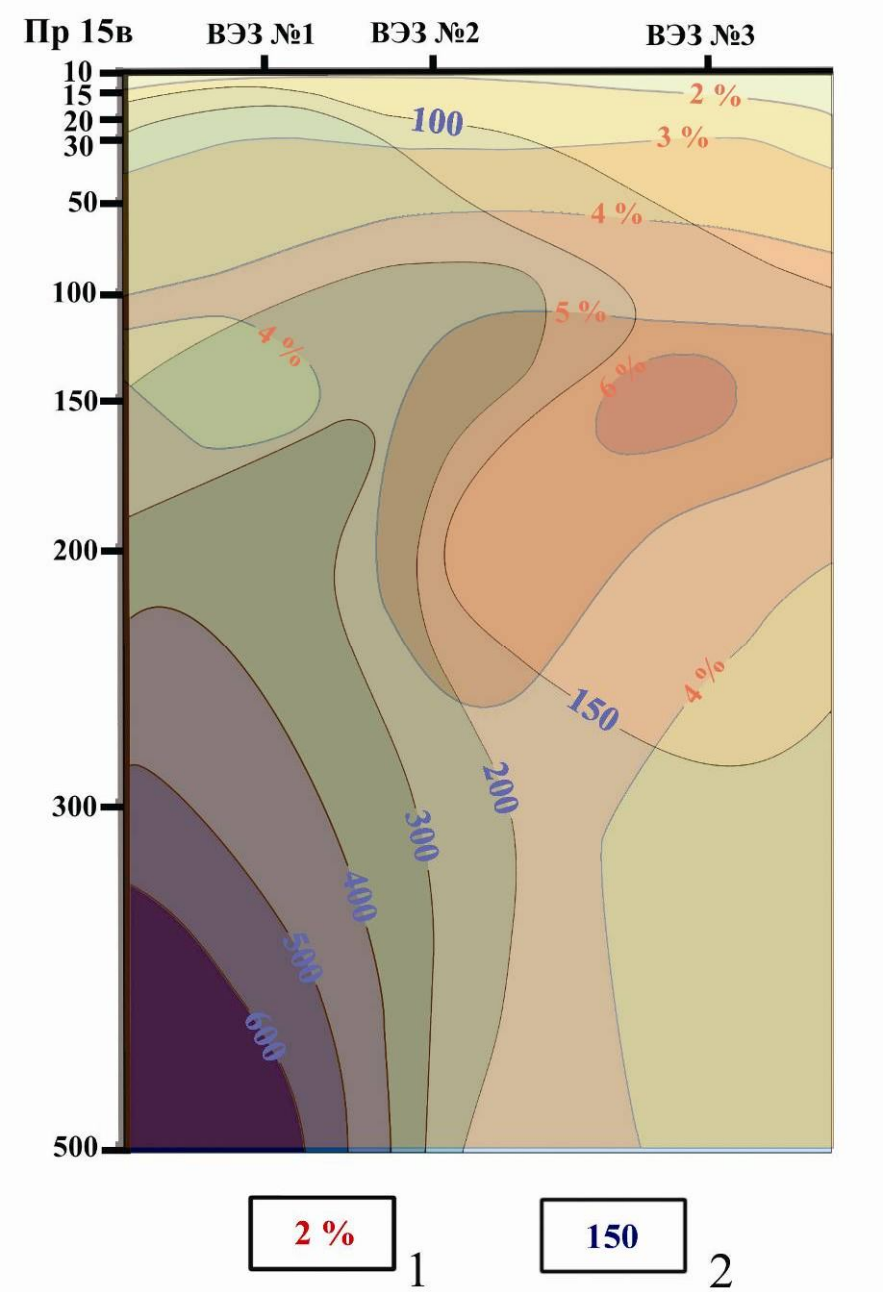


Рис. 3. Геоэлектрический разрез $з_к$ и $с_к$ (по материалам Г.Ю. Черныша и др., 1966).
1 – значения кажущейся поляризуемости среды; 2 – значения кажущегося удельного сопротивления.

Аномалиеобразующие объекты, по мнению Г. Ю. Черныша и др., представлены зоной вкрапленной сульфидной минерализации [8].

Возможные аналоги. Минерализацию, ожидаемую ниже зоны окисления, можно сопоставить с двумя типами промышленного оруденения в золоторудных районах Урала: золото-сульфидным (Муртыктинская группа, Ильинское рудное поле, Учалинский район) или золото-серебряным (Куросанская группа, Верхнее-Уральский район). Оба типа характеризуются прожилково-вкрапленным распределением золотоносных сульфидов и сульфосолей в рудных телах. С первым сближает приуроченность к андезибазальтам и протяженный характер золотоносных зон, в целом совпадающий с залеганием рудовмещающей толщи [1, 7]. Близость к золото-серебряному типу определяется наличием серицит-кварцевых метасоматитов в кровле вулканогенной толщи, ассоциацией с гематит-кварцевыми гидротермальными отложениями [5].

Первоочередные задачи поисково-оценочных работ. Вскрыть выделенные на рудном поле аномалии ВП, приуроченные к золотоносным зонам. Первоочередная задача – аномалия в южной части южной зоны в пределах элювиальной россыпи золота; выделить рудные тела в зонах с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией.

Установить распределение золоторудной минерализации в зоне окисления по всем разновидностям продуктов окисления (бурым железнякам, охрам, сыпучкам), а также по разрезу и по латерали золотоносных горизонтов; выделить рудные тела в зоне окисления и установить их соотношение с прожилково–вкрапленной сульфидной минерализацией; установить распределение золота в сульфидных рудах, включая свободное и связанное в виде изоморфной примеси в сульфидах;

Определить структуру рудного поля: соотношение золотоносных зон с положением рудоподводящего канала.

Литература

1. *Белогуб Е.В., Новоселов К.А., Котляров В.А., Фадина И.Б.* Минералогия окисленных руд золото-полиметаллического месторождения Ик-Давлят (Южный Урал) // Записки РМО, 2006. Ч. CXX XV, № 5. С. 35-43.
2. *Зайков В.В., Юминов А.М., Новоселов К.А., Зайкова Е.В., Анкушева Н.Н., Попова Е.С.* Отчет по хоздоговорной теме «Перспективы золотоносности Южно-Амамбайского участка». Миасс: ИМин УрО РАН, 2004ф.
3. *Зайков В.В., Анкушева Н.Н.* Гематит-кварцевые постройки золотоносного поля Лисьи горы – результат гидротермальной деятельности в Магнитогорской палеоостроводужной зоне (Южный урал) // Литосфера, 2013, № 5. С. 53-74.
4. *Масленников В.В., Зайков В.В., Жуков И.Г. и др.* Отчет по хоздоговору с Челябинским геолкомом «Составление карты девонских металлоносных отложений масштаба 1:200 000 Магнитогорской площади с целью прогноза месторождений цветных и благородных металлов». ИМин УрО РАН, 1999.
5. *Михайлов И.Г., Сурин Т.Н., Зайков В.В.* Золотоносность Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги (Ю. Урал) // Металлогения древних и современных океанов. Формирование и освоение месторождений в островодужных структурах. Миасс: ИМИН УрО РАН, 2003. С. 60-69.
6. *Новоселов К.А., Зайков В.В., Котляров В.А.* Кобальтсодержащие тодорокитовые охры золотоносного участка Лисьи Горы // Минералогия Урала-2007. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. С. 226-229.
7. *Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М.* Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.
8. *Черныш Г.Ю., Холоднов Л.А., Корнилов А.А.* Отчет о геофизических и геолого-поисковых работах, выполненных Амурской геофизической партией и Магнитогорской КГРП в ЮВ-части Кизильского р-на Челябинской области в 1964–65 гг. Челябинск, 1966.

9. *Шалагинов Э.В., Глызин Ю.С., Малых В.И. и др.* Отчет Субутакского ГСО о результатах геологического доизучения м-ба 1:50 000 групповым методом Субутакской площади в Брединском, Кизильском и Агаповском районах Челябинской области за 1979–84 гг. Челябинск, 1984.
10. *Юшков Ю.Н., Кислицин П.А., Обухова В.С., Ибрагимов Ю.Р., Егоров А.Н.* Отчет геохимического отряда Челябинской поисково-съемочной партии по комплексным литогеохимическим поискам медных руд в Субутак-Амамбайской металлогенической зоне в 1971–75 гг. Челябинск, 1975.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

Адамович Н.Н. 102

Агеева О.А. 64

Анкушев М.Н. 283

Анкушева Н.Н. 221

Б

Бабенко В.В. 182

Бажин Е.А. 6

Баскина В.А. 9

Баюков О.А. 58

Белковский А.И. 14

Берзин С.В. 16

Блинов И.А. 70

В

Вазиров К.В. 20

Варламов Д.А. 164

Веретенникова Т.Ю. 202

Виноградов А.М. 25

Власова М.И. 106

Войтеховский Ю.Л. 30, 39, 45

Волчек Е.Н. 53, 157

Г

Гараева А.А. 83

Гвоздев В.И. 255

Главатских С.П. 59, 106

Глазунов О.М. 58

Готтман И.А. 59

Д

Доминник А.А. 171

Е

Ерофеева К.Г. 64

Ж

Жиличева О.М. 64

З

Зайков В.В. 70, 283

Зайкова Е.В. 70

Зайцева М.В. 78

Замятин Д.А. 59, 108

Замятина Д.А. 83

Замятина М.Д. 88

Звягина Е.А. 93

К

Казаченко В.Т. 175

Калинина Т.А. 96

Карнаухова О.М. 171

Кетров А.А. 229

Киселева Д.В. 102, 106

Кисин А.Ю. 108, 164, 216

Клейменов В.В. 115

Коротеев Г.Д. 120

Коротеев Н.Д. 125

Крестьянинов Е.А. 129

Кузнецова С.В. 133

Л

Лаврик С.Н. 175

Лаврова Н.В. 96

Леонова В.В. 143

Леонтьев В.И. 146

Лобастов Б.М. 151

Лоскутов А.Б. 202

Ляпина О.В. 202

М

Малахов Ф.А. 20

Малышев А.И. 25, 157

Молошаг В.П. 83, 213

Монгуш А.А. 70

Мурзин В.В. 164

Муфтахов В.А. 286

Н

Налобина С.С. 171

Нечеухин В.М. 53

Новгородова Е.А. 202

Нурмухаметов Ф.М. 202

О

Огородников В.Н. 182, 240

Ойдуп Ч.К. 70

П

Паршина Н.В. 205

Пахомова В.А. 247, 255

Перевозникова Е.В. 175

Перфилова О.Ю. 115, 151

Поленов Ю.А. 182

Пономарев Д.В. 102

Пономарева Г.А. 188

Понамарёва М.М. 190

Попов В.А. 195

Попов М.П. 202

Потапов С.С. 205

Притчин М.Е. 213

Прибавкин С.В. 88

Пушкарев Е.В. 59

Р

Ростова А.В. 216

С

Самородский П.Н. 151

Санько Л.А. 157

Сафина Н.П. 221

Ч

Сафронов П.П. 175
Силаев В.И. 102
Сильянов С.А. 93
Солошенко Н.Г. 226
Сорока Е.И. 213
Степанов О.В. 255
Степанов С.Ю. 229
Стрелецкая М.В. 16, 226
Суставов О.А. 235
Суставов С.Г. 216, 240, 260
Т
Тишкина В.Б. 247, 255
Томилина А.В. 108, 216
Ф
Федосеев Д.Г. 247, 255
Х
Ханин Д.А. 240, 260
Холоднов В.В. 274
Ц
Целуйко А.С. 263
Чайка И.Ф. 269
Червяцова О.Я 205
Ш
Шагалов Е.С. 102, 240, 274
Шпикерман В.И. 280
Шпикерман Е.В. 280
Ю
Юминов А.М. 283
Юшкова А.В. 108

Научное издание

XX Всероссийская научная конференция

Уральская минералогическая школа - 2014

посвященная
100-летнему юбилею Уральского горного университета
и
75-летнему юбилею Института геологии и геохимии
им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН.

Сборник статей студентов, аспирантов, научных сотрудников академических институтов и преподавателей ВУЗов геологического профиля.

Рекомендовано к изданию
Ученым советом Института геологии и геохимии
Уральского отделения РАН
ИД № 03004 от 13.10.2000 г.

Редактор: канд. геол.-мин. наук Е.С. Шагалов
Компьютерная верстка: канд. геол.-мин. наук Д.В. Киселева

Обложка – цветная. 291 стр.150 экз.